

Академия наук
СССР



ГЕОМОРФОЛОГИЯ
СЕВЕРНОГО
ПРИБАЙКАЛЬЯ
И СТАНОВОГО
НАГОРЬЯ

Издательство ·Наука·



Академия наук СССР
Сибирское отделение
Бурятский филиал
Геологический институт

ГЕОМОРФОЛОГИЯ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ И СТАНОВОГО НАГОРЬЯ

3581



Издательство
"Наука"
Москва
1981



Геоморфология Северного Прибайкалья и Станового нагорья / Базаров Д.-Д.Б., Резанов И.Н., Будаев Р.Ц. и др. М.: Наука, 1981.

На основе данных новых исследований в работе раскрываются геоморфологические особенности Северного Прибайкалья и западной части Станового нагорья (зона трассы БАМ). Приводится общая и детальная характеристика морфоструктур с выделением новых элементов, даны описания ледникового, эрозионного и аккумулятивного рельефа, доказываются разновозрастность трех эпох плейстоценового оледенения и древность речной сети, рассматриваются типы склонов и склоновых процессов, значение оледенения и нивации в изменении рельефа горных областей, поверхности выравнивания и основные этапы развития рельефа. Книга представляет интерес для геоморфологов и геологов, а также для специалистов, занимающихся изучением инженерно-геологических процессов.

Табл. 3. Ил. 48. Библиогр. 86 назв.

Коллектив авторов:

Базаров Д.-Д.Б., Резанов И.Н., Будаев Р.Ц., Ихметхенов А.Б., Дергаусова М.И., Резанова В.П., Савинова В.В.

Ответственный редактор

доктор географических наук, проф. А.Г. Золотарев

ВВЕДЕНИЕ

Сооружение и эксплуатация Байкало-Амурской железнодорожной магистрали, а также освоение прилегающей к ней труднодоступной территории, находящейся в пределах высокогорных хребтов и крупных межгорных впадин Байкальской рифтовой зоны, сформированных в новейший этап мощными проявлениями неотектонических движений и остающихся сейсмически активными, требуют изучения и уточнения инженерно-геологической и сейсмической обстановки, в особенности выяснения участков возможного отрицательного влияния сейсмических, сейсмогравитационных, мерзлотно-солифлюкционных, селевых, лавинных, гравитационных и других потенциально неблагоприятных явлений. Повышенная активация их неминуема при антропогенном вмешательстве.

Важное значение для зоны строительства БАМ приобретает также проведение комплекса мелиоративных работ в межгорных впадинах и крупных речных долинах с целью создания местной базы производства необходимых и дефицитных продуктов питания.

Успешное решение перечисленных задач возможно при условии проведения специальных исследовательских работ, в том числе изучения новейшей тектоники и геоморфологии рифтовых структур, вдоль которых следует трасса БАМ, а также комплекса разнообразных по составу и происхождению отложений неогена и антропогена. Такие специализированные исследования здесь ранее не проводились. Между тем данные такого рода исследований могли бы определить характер и направленность геологического развития территории в новейшее время и в современную эпоху и служить исходным материалом для детального сейсмического, инженерно-геологического районирования и прогнозирования отрицательного воздействия экзогенных процессов.

Формирование морфоструктур Северного Прибайкалья и западной части Станового нагорья тесно связано с процессами рифтогенеза, которые определили характер их заложения и внутреннего строения, протяженность и амплитуды вертикальных смещений. Морфоструктуры в своем развитии обусловили разнохарактерный скульптурный рельеф. Наиболее высокоподнятые участки хребтов подвергались неоднократному плейстоценовому оледенению, приведшему к формированию ледникового экзарационного и аккумулятивного рельефа, занимающего 55-60% территории. Поэтому, естественно, большое внимание в работе уделено развитию ледникового рельефа, выяснению характера и кратности проявления эпох оледенения.

В процессе исследований, проведенных в 1975-1978 гг. в Северном Прибайкалье и западной части Станового нагорья, авторы получили обширный материал, позволяющий осветить и такие традиционные вопросы геоморфологии Прибайкалья, как количество озерных и речных террас и их строение, характер и возраст заложения речной сети, ее перестройка. Изучение характера склоновых процессов и их направленности также имеет большое практическое значение.

Безусловно, не все положения, выдвигаемые в настоящей работе, бесспорны или обоснованы добротным фактическим материалом; это в первую очередь касается возраста эпох оледенений и некоторых террас. Не везде четко прослежены взаимоотношения морен с речными и озерными террасами, что связано в основном с плохой обнаженностью и исключительной труднодоступностью района. В процессе отработки ключевых участков находки ископаемых остатков фауны были очень редки, еще не полностью выявлены спорово-пыльцевые комплексы.

В процессе работы находки ископаемой фауны были определены доктором геолого-минералогических наук Э.А. Вангенгейм (ГИН АН СССР) и кандидатом геолого-минералогических наук Л.Н. Иваньевым (ИЗК СО АН СССР). Палинологические анализы проведены кандидатом географических наук В.А. Беловой (ЛИН СО АН СССР) и младшим научным сотрудником В.В. Савиновой (ГИН БФ СО АН СССР).

Авторы признательны доктору географических наук, профессору Л.Н. Ивановскому, кандидатам геолого-минералогических наук В.А. Дворкину-Самарскому, А.С. Ендрихинскому, С.С. Осадчому, старшему геологу Бурятского геологического управления Э.Ф. Жбанову за ценные консультации и замечания, данные в ходе написания работы. Особую благодарность выражают авторы доктору географических наук, профессору А.Г. Золотареву - ответственному редактору настоящей работы.

ДОКАЙНОЗОЙСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ СУБСТРАТ И ВЛИЯНИЕ ЕГО НА РЕЛЬЕФ

В геологическом строении Северного Прибайкалья и хребтов Станового нагорья принимают участие протерозойские и палеозойские осадочные и вулканогенно-осадочные отложения и интрузивные образования, слагающие четыре структурных яруса, разделенных региональными угловыми несогласиями. Краткая характеристика осадочно-вулканогенных отложений, интрузий и структурных элементов рассматриваемой территории дается по П.Ч. Шобогорову (1971 г.):

I структурный ярус (нижний протерозой) представлен мощными глубокометаморфизованными отложениями чуйской и осадочно-вулканогенными образованиями нюрндуканской толщ, слагающих два крупных структурных блока: Кутимский и Верхнеангарский (рис. 1);

II структурный ярус (средний протерозой), к которому относятся эффузивно-осадочные образования аkitканской серии Байкало-Патомского краевого прогиба, подвергнутые процессам метаморфизма в значительно меньшей степени, чем нижнепротерозойские отложения. Характерная особенность среднепротерозойского метаморфизма — неоднородное локальное развитие и приуроченность к древним тектоническим нарушениям;

III структурный ярус (верхнепротерозойский) слагают отложения Олоkitского внутригеоантиклинального и Котерского геосинклиналиного прогибов, метаморфизованных весьма неравномерно. Геосинклиналиное развитие Котерского прогиба завершилось внедрением габбро-перидотитовых массивов и огромных гранитоидных батолитов. С внедрением интрузии баргузинского плутонического комплекса связан повторный высокотемпературный контактовый метаморфизм в породах нюрндуканской толщи нижнего протерозоя;

IV структурный ярус представлен нижнепалеозойскими осадочными образованиями межгорных прогибов. Они подвергнуты слабому региональному и местами контактовому метаморфизму.

Все особенности геологического развития территории отражены в его структурных элементах. Геосинклиналиный режим нижнего протерозоя в конце периода сменился орогенным, складчатые сооружения карелид, слагающие Кутимский и Верхне-Ангарский структурные блоки, ограничивались зонами глубинных разломов северного и северо-восточного простирания. В среднем протерозое произошли глубокие прогибания вдоль зон глубинных разломов, сопровождавшиеся интенсивным вулканизмом и внедрением гранитных интрузий. В это время сформировалась Прибайкальская вулканоплутоническая зона. Дифференцированные движения, начавшиеся в среднем протерозое,

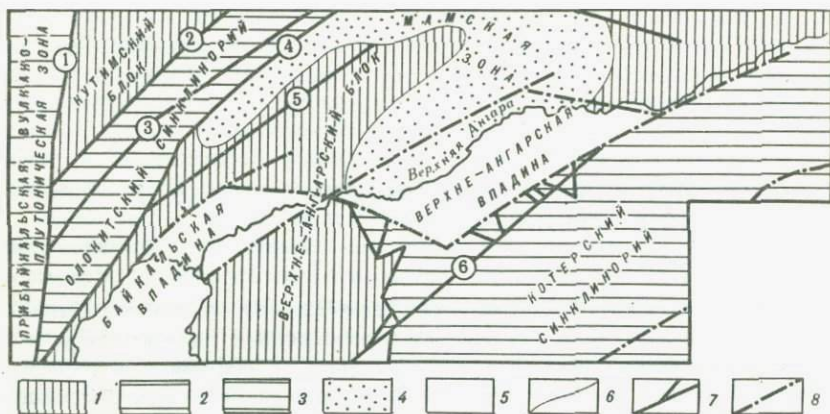


Рис. 1. Схема тектонического районирования Северного Прибайкалья (по П. Ч. Шобогорову, 1971 г.)

1 – нижнепротерозойский структурный ярус; 2 – среднепротерозойский структурный ярус; 3 – верхнепротерозойский структурный ярус; 4 – нижнепалеозойский структурный ярус; 5 – кайнозойские рифтовые впадины; 6 – границы структурных ярусов; 7 – долгоживущие глубинные и другие докайнозойские разломы (1 – Миньский, 2 – Абчадский, 3 – Тья-Мамский, 4 – Холоднинский, 5 – Мамско-Конкудерский, 6 – Ангаро-Светлинский); 8 – кайнозойские разломы

розе, продолжались и в верхнепротерозойское время. На карельские структуры были наложены верхнепротерозойские складчатые сооружения байкалид, представленные образованиями Олоkitского внутригеоантиклинального и Котерского геосинклинали прогибов. Каледонские структуры сложены венд-нижнекембрийскими отложениями Мамской и Бирамьинской зон, образующих пологие грабен-синклинали.

Эти крупные структурные элементы граничат между собой по зонам глубинных разломов преимущественно северо-восточного простирания. Но кроме них, широко развиты разломы меньших масштабов северо-западного, субширотного и субмеридионального направлений. Выделяются комплексы дизъюнктивных нарушений ранне-, средне- и позднепротерозойского, раннепалеозойского и мезозойско-кайнозойского возрастов, игравших важную роль в развитии региона.

Наиболее крупной дизъюнктивной структурой является краевой шов Сибирской платформы, представляющий собой мощную зону длительно развивающихся глубинных разломов. Ширина полосы разломов краевого шва составляет 30–50 км. С восточной стороны под острым углом к нему причленяются глубинные разломы складчатой области: Абчадский, Тья-Мамский, Холоднинский и Мамско-Конкудерский. Разломы были заложены в раннепротерозойское время и активно развивались в течение нескольких складчатых эпох. С ними связывают формирование подвижных зон, эффузивный и интрузивный магматизм и метаморфизм. Ангаро-Светлинский глубинный разлом, осложняющий северо-западное крыло Котерского синклинария, также являет-

ся древним внутригеосинклинальным глубинным разломом нижнепротерозойского возраста.

Прочностные свойства интрузивных и метаморфических формаций довольно разнообразны, даже внутри этих групп имеются существенные отличия (Марковский, Хороших, 1978 г.). Наиболее широко развиты здесь породы интрузивной формации, в основном гранитоиды, представляющие собой гомогенные магматические образования, распространенные на значительных площадях. Первичная трещиноватость их носит изотропный характер, составляя систему из взаимно пересекающихся крутопадающих, субгоризонтальных и пологопадающих направлений. С глубиной она постепенно затухает. Прочностные свойства гранитоидов, а следовательно, и скорость выветривания зависят от их структуры и минерального состава. Более устойчивы лейкократовые разновидности, менее — крупнозернистые. Средняя величина прочности гранитов выше, чем, например, гранито-гнейсов (по данным испытаний 1612 кг/см^2 против 1177 кг/см^2). Метаморфические породы протерозоя представляют группу скальных кристаллических пород, смятых в складки. Трещиноватость в них прослеживается также на большую глубину, местами она совпадает с плоскостями слоистости. По разрушенным породам развивается кора выветривания. Гнейсы и сланцы, обладающие механической анизотропностью, значительно менее прочны вдоль сланцеватости. По степени устойчивости породы данной формации располагаются в следующий ряд: гнейсы, сланцы, мраморы, для которых временное сопротивление сжатию равно соответственно в сухом состоянии $929-2267; 844-1591; 327-2053$, а во влажном — $889-3200; 716-1300; 351-1378 \text{ кг/см}^2$. Терригенно-карбонатные породы, преимущественно зеленосланцевой и эпидот-амфиболовой фаций метаморфизма (конгломераты, гравелиты, алевролиты, аспидные сланцы и известняки) относительно слабо противостоят выветриванию. Из них наиболее устойчивы конгломераты и песчаники кварцевых разновидностей, менее устойчивы аргеллиты, алевролиты и сланцы. Кварцевые песчаники характеризуются следующими показателями устойчивости: временное сопротивление сжатию в сухом состоянии $1567-2304 \text{ кг/см}^2$, в водонасыщенном — $1597-3329 \text{ кг/см}^2$ и после 25-кратного замораживания — $1820-2660 \text{ кг/см}^2$. При выветривании они образуют крупноплитчатые обломки, а сланцы и алевриты — мелкий щебень. Кембрийские породы карбонатной формации, в основном известняки и доломиты, — метаморфизированные слабокарстующиеся образования. В целом они стойки к выветриванию, трещиноваты. Их среднее временное сопротивление на сжатие составляет $960-1000 \text{ кг/см}^2$. Для полей их распространения характерны крутые скальные уступы и осыпи.

Общей закономерностью размещения пород докайнозойского основания в современном рельефе Станового нагорья является приуроченность пород плутонических комплексов к наиболее высоко поднятым частям морфоструктур. Так, если для внешней ступени, огибающей водораздельный массив Кичеро-Ангарской морфоструктуры, присущи нижнепротерозойские метапороды муйской серии и нижнепалеозойские карбонатно-терригенные породы алданского яруса, то сам централь-

ный массив в основном сложен раннепалеозойскими интрузивами витимканского комплекса, прорывающими эти образования. Характерно также, что на северо-восточном окончании морфоструктуры более низкую ступень поднятия слагает и более молодой комплекс пород алданского и ленского ярусов. Та же закономерность наблюдается и для других морфоструктур. Наиболее высокогорные части хребтов Муйской морфоструктуры преимущественно сложены гранитоидами баргузинского комплекса, среднегорное Котеро-Баргузинское междуречье — терригенно-карбонатными породами верхнего протерозоя, а вдоль пониженной части ее северо-западного уступа протянулся ксенолит кембрийских пород холоднинской свиты. Высокогорье Байкальского хребта также сложено гранитоидами ирельского интрузивного комплекса. Очевидно, особенности пространственного положения пород докайнозойского литологического субстрата в контурах морфоструктур в основном зависят от амплитуды поднятия их отдельных частей, а затем — от большей устойчивости гранитоидов к денудации. Естественно, этой общей тенденции присущи и локальные изменения, связанные с энергией отдельных блоков и устойчивостью пород к выветриванию. Однако интенсивность глубинной эрозии здесь почти всецело зависит от степени проявления неотектонических движений и менее всего — от прочностных свойств пород. Селективная денудация вступает в действие лишь тогда, когда значения глубины эрозионного вреза снижаются до 100–150 м, а наклоны поверхностей не превышают 30°.

Такие условия в рельефе Станового нагорья кое-где сохраняются в вершинном поясе гольцового среднегорья и на низкогорных склонах хребтов и внутригорных впадин центральных частей и крыльев морфоструктур. При данных условиях в тектоническом рельефе появляются литоморфные черты, косвенно отражающие характер и структуру геологического субстрата.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МОРФОСТРУКТУР

Рельеф Северного Прибайкалья в западной части Станового нагорья представляет собой сложно построенную систему высокогорных четко выраженных хребтов, высоких нагорий и глубоких, обширных межгорных котловин. Характерными особенностями орографического плана этой горной страны являются дугообразность и кулисообразность очертаний направления хребтов и межгорных котловин, что было правильно отмечено Н.А. Флоренсовым [77, 78] для основных элементов рельефа всей Байкальской рифтовой системы; веерообразное разветвление горных хребтов на север и северо-восток; вклинивание высокогорных хребтов этой территории между Байкало-Патомским нагорьем и Витимским плоскогорьем, имеющим более низкие абсолютные отметки. На фоне этих пониженных областей горы Северного Прибайкалья и Станового нагорья занимают водораздельное, стержневое положение или своеобразный гипсометрический максимум в виде пояса [52, 78].

Указанные особенности орографии и строения рельефа определяют характер распределения и направления стока, заложения речной сети и, следовательно, направление сноса и области аккумуляции обломочного материала.

Основные черты современного рельефа – горные хребты и межгорные впадины – и особенности антропогенного осадконакопления главным образом определяются их положением в зоне кайнозойской активизации вообще и рифтогенеза в частности. Вертикальные неотектонические перемещения значительной амплитуды создали картину линейных и протяженных морфоструктур, ограниченных зонами глубинных разломов, отчетливо выраженных в рельефе. Среди наиболее крупных положительных морфоструктур рассматриваемой территории можно выделить Байкальскую, Кичеро–Верхне–Ангарскую, Баргузинскую, Муйскую, Кодарскую и Бабанты–Удоканскую, отрицательные морфоструктуры представлены Северо–Байкальской, Верхне–Ангарской и Муйскими впадинами. Наряду с ними в рельефе выражены были мелкие морфоструктуры типа Кичерской грабенной структуры, Рель–Тыйской предгорной ступени, низкогорных перемычек и т.д.

Все эти морфоструктуры претерпели сложную историю развития. Она отражена в рельефе и литолого–фашиальных особенностях коррелятных осадков. Особенно информативными в этом отношении являются побережье оз. Байкал, Верхне–Ангарская, Муяканская и Муйские впадины и долины крупных и средних рек (Верхняя Ангара, Витим, Котера и др.), где находятся разновозрастные уровни аккумуляции. Очень интересны также краевые, переходные к горным областям части межгорных впадин. Здесь хорошо выражены неотектонические и сейсмостектонические разломы и рвы, неоднократно наложенные друг на друга следы флювиального и ледникового морфогенеза.

В соответствии с классификацией морфоструктур Н.В. Башениной и О.К. Леонтьева [19] Байкальская рифтовая зона, развитая по байкалидам, входит в категорию линейных морфоструктур третьего порядка, единым признаком которых являются существенные различия рельефа, обусловленные разной направленностью и интенсивностью тектонических движений, связанных со строением и мощностью земной коры и верхней мантии. Исходя из этого, впадина Байкала, Верхне–Ангарская и Муйская котловины и отдельные массивы сводово–блоковых поднятий их горного обрамления по преобладанию в пределах их развития денудационных или аккумулятивных процессов представляют собой морфоструктуры четвертого порядка. Морфоструктурами пятого порядка являются структурно обособленные элементы морфоструктур четвертого, такие, как аккумулятивные равнины и подгорные ступени межгорных впадин, Кичерский, Муяканский, Северо–Муйский хребты, Муяканская, Верхне–Муйская, Парамская, Горбылокская и другие впадины. Сюда же относится Рель–Тыйская среднегорная ступень. К шестому порядку относятся морфоструктуры переходных областей от положительных к отрицательным морфоструктурам четвертого порядка: низкогорная межвпадинная перемычка в районе Киронского сужения, внутривпадинные горы и холмы Кумор–

ские, Ченчинские, Муйские, Кондинские, Чуро-Верхне-Ангарского междуречья, а также Нироканская, Ковоктинская, Асиндинская, Янчуйская и другие зарождающиеся (эмбриональные) впадины в пределах Муйской морфоструктуры.

Таким образом, основными элементами морфоструктуры Станового нагорья являются морфоструктуры четвертого порядка - положительные и отрицательные.

В ходе неотектонического этапа развития центральная часть Станового нагорья испытала общее дифференцированное поднятие в основном независимо от характера древних структурно-фациальных зон. Разломное обрамление морфоструктур в пределах рассматриваемой территории представляют дизъюнктивные нарушения различной значимости. Крупнейшими разрывными структурами здесь являются Байкало-Унгарский, Байкало-Кичерский, Северо-Муйский и Верхне-Ангарский, Муя-Сюльбанский линеаменты. Они контролируют впадины, обуславливают сложные сбросовые склоны горных массивов и хребтов. Северо-Муйский глубинный разлом, состоящий из коротких кулисообразно расположенных сбросов, разграничивает с юго-востока Верхне-Ангарскую впадину и с северо-запада Северо-Муйский хребет. В зоне разлома шириной до 600 м породы брекчированы и сильно дроблены. В гравитационном поле он отражается ступенью (5 мгл/км) с двумя перепадами, отождествляемой с коро-мантийным разломом (Сатин и др., 1977 г.). Подобное же значение имеет Байкало-Кичерский разлом, ограничивающий с северо-запада северное окончание Байкальской впадины. Верхне-Ангарский рифтогенный разлом в гравитационном поле выражается менее значительной ступенью и, по-видимому, является структурной единицей более низкого ранга. Морфологически он представлен серией узких параллельных сбросовых уступов, образующих ступенчатый склон впадины. На ее северо-восточном окончании разлом обуславливает блоковое строение в зоне сочленения впадины и поднятия, образуя сложные сочетания границ осадочного покрова с выступами фундамента. В зоне разлома породы катаклазированы, для нее характерен высокий уровень сейсмической активности [65].

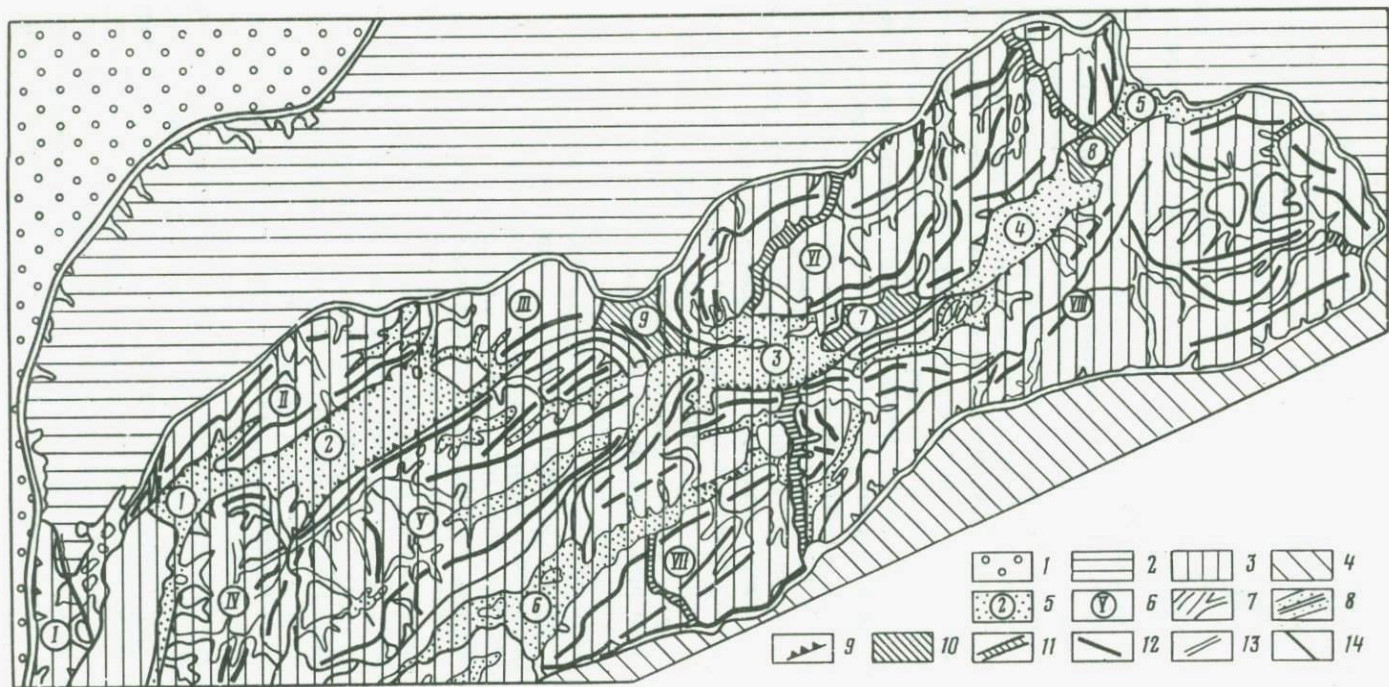
Зоны сочленения морфоструктур пятого порядка и ниже проявлены глубинными разломами менее высокого таксономического ранга, к которым относятся Няндонинский, Муяканский, Анамакитский, Янчуйский и др. Няндонинский разлом протягивается по долине одноименной реки и далее на северо-восток в глубь Северо-Муйского хребта, он фиксируется зоной интенсивной трещиноватости и катаклаза. К нему приурочено несколько мелких эмбриональных впадин - Няндонинская, Нироканская, Ковоктинская и др. Северо-восточные разломы, главные относительно кайнозойских рифтовых структур, пересекаются поперечными к ним северо-западными разломами: Ангараканским, Ангиджанским, Янчуйским и Котерским. Они также являются глубинными, что подтверждается многими геологическими и геофизическими данными. Так, например, по материалам гравиметрической съемки (Попов и др., 1963 г., 1965 г.; Сатин и др., 1977 г.), Ангиджанской зоне разломов соответствует зона высоких градиентов,

отвечающих глубинному разлому. Котерская зона разломов выявляется по зонам смятия и рассланцевания пород, затронутых гидротермальными процессами, к ней приурочена серия кайнозойских эмбриональных впадин – Мивокская, Няндонинская и Яксайская. Янчуйский разлом проявлен зоной интенсивной трещиноватости на правом берегу Янчуя.

Делон–Уранская тектоническая зона, ограничивающая с северо-востока Верхне–Ангарскую впадину, морфологически представлена серией мелких сбросов, образующих ступенчатые блоки на юго–западном склоне одноименного поднятия. Зона почти не проявлена в гравитационном поле, и, по–видимому, роль ее в сравнении с перечисленными выше глубинными разломами более пассивна.

Приведенные выше характеристики разрывных нарушений, охватывают лишь главнейшие линейные элементы, многие из которых в доорогенное, т.е. докайнозойское, время играли не одну только рельефообразующую роль. Дешифрирование плана разрывных нарушений и сопоставление его с геологической картой Станового нагорья показало, что рельефообразующие разрывные дислокации как в местах сопряжения сводовых поднятий с межгорными впадинами, так и вне их следуют основному направлению структуры рифтовой зоны, используя на пути своего развития различные сочетания трансорогенных структур любых направлений. Их часто составляют зоны разрывных нарушений меньшего по отношению к первым двум порядка. Протяженность разрывов до 10–15 км, ширина полосы тектонитов 20–40 м, породы брекчированы. К ним относятся разломы–блоко–разделы внутри впадин, горных хребтов и массивов.

Дешифрирование разрывных нарушений на космических снимках выявляет систему взаимно пересекающихся трансорогенных разломов северо–восточного ($50\text{--}80$ и $20\text{--}30^\circ$), северо–западного ($280\text{--}300^\circ$), субширотного и субмеридионального направлений. В результате изучения структурного плана установлено, что в зависимости от условий морфоструктурная роль может принадлежать разломам всех дешифрированных простираний. Местами кажущееся преобладание единого направления разрывных нарушений в действительности представляет собой наиболее подходящее сочетание взаимно пересекающихся направлений, контролируемое общим простиранием главных разломов рифтовой структуры на данном отрезке. Горизонтальное расчленение положительных морфоструктур согласуется с региональным структурным планом, однако подчинено очертаниям и характеру поднятий. Так, если на морфологию Муйской морфоструктуры оказывали большее влияние северо–восточные разрывы, параллельные ее длинной оси, то по отношению к северной оконечности Баргузинской эти направления были радиальными, равно как северо–западные и субмеридиональные. Подобное же происходит и с северо–западными разрывами, которые по отношению к осевой линии Кичеро–Ангарского и Муйского поднятий являются секущими, а для северной оконечности Баргузинского – дополняющими систему радиальных направлений. Очевидно, эти направления в пределах локальных морфоструктур отражали напряжения, возникавшие в процессе их роста. Они являются



в большинстве своем зонами растяжения, так как их активно осваивают речные долины.

В пределах данного района положительные морфоструктуры образуют три параллельные цепи северо-восточного простирания, составляющие северо-западное, юго-восточное горные обрамления Северо-Байкальской, Верхне-Ангарской и Муйской впадин. Географически они представляют Северное Прибайкалье и западную часть Станового нагорья.

Северо-западную горную цепь составляет сопряженная система морфоструктур Байкальского, Кичеро-Верхне-Ангарского и Делюн-Уранского поднятий, кулисообразно смещенных по простиранию относительно друг друга (рис. 2).

Горное обрамление северо-западной части Северного Прибайкалья характеризуется сопряжением морфоструктуры рифтовой зоны и Байкало-Патомского ступенчато-сводового поднятия. Этот сложный горный узел сочетает в себе северную часть Байкальского хребта, прилегающее к ней с востока Рель-Тыйское среднегорье, юго-западную пониженную часть Кичерского хребта и горы юго-западного окончания морфоструктуры Байкало-Патомского нагорья. По нашему мнению, северная, более симметричная часть Байкальского хребта начиная от междуречья Мужинай-Мужин представляет собой самостоятельную морфоструктуру в виде узкого горстового блокового поднятия с центральным "выкатом" блоком. Данная морфоструктура свое четкое морфологическое выражение сохраняет лишь до долины Кунермы. К северу и северо-востоку орографическая ситуация резко меняется: происходит заметное снижение высот и частая виргация хребтов на более низкие порядки; ярче проявляется приуроченность

Рис. 2. Морфоструктурная схема Северного Прибайкалья и Станового нагорья

Морфоструктурные области II порядка: 1 – Приленская депрессия; 2 – Байкало-Патомское нагорье; 3 – Байкало-Становое нагорье с Байкальской рифтовой зоной; 4 – Селенгино-Витимское среднегорье. Морфоструктуры IV порядка Байкальской рифтовой зоны: 5 – равнины отрицательных морфоструктур; 6 – горы положительных морфоструктур; 7 – структурные долины (раздвиги, долины-грабены и др.); 8 – внутригорные впадины; 9 – сбросовые уступы; 10 – структурные седловины и внутривпадинные перемычки; 11 – antecedentные участки речных долин; 12 – водораздельные линии отдельных хребтов (морфоструктур V порядка); 13 – границы морфоструктурных областей II порядка; 14 – границы морфоструктур IV порядка. Морфоструктуры III порядка: положительные (горные сооружения): I – Байкальская, II – Кичеро-Верхне-Ангарская, III – Делюн-Уранская, IV – Баргузинская, V – Муйская, VI – Кодарская, VII–VIII – Бабанты-Удоканская; отрицательные (межгорные впадины): 1 – Северо-Байкальская, 2 – Верхне-Ангарская, 3 – группа Муйских впадин, 4 – Чарская, 5 – Токкинская, 6 – Ципа-Баунтовская, 7 – Сюльбанская и 8 – Чаро-Токкинская междувпадинные перемычки, 9 – Акукан-Келянская структурная седловина

рельефа к структурам древнего заложения, появляется известный литологический контроль в крупных и мелких его деталях; рельеф в целом резко теряет альпийские черты. Изменение морфологической и орографической ситуации севернее широтных участков долины Кунермы и Гсуджекита может определить естественную границу юго-западного окончания Байкало-Патомского нагорья. Здесь начинается и прослеживается на север и северо-восток фрагмент верхней ступени краевого поднятия этого нагорья [3], начало которого соответствует южным оконечностям хребтов Унгдар и Ажитканский.

Рель-Тыйскую среднегорную ступень, входящую на север клином в область Байкало-Патомского нагорья, по-видимому, следует считать морфоструктурой рифтовой зоны пятого порядка, имеющей переходное значение между рифтом и структурами Байкало-Патомского нагорья. Между тем, если учесть наличие здесь древних структурно-фациальных зон, протягивающихся со стороны Байкало-Патомского нагорья, можно сделать вывод о глубоком унаследованном проникновении структурных элементов Байкало-Патомского ступенчатого сводового поднятия до самого побережья оз. Байкал. Такие явления проникновения и соприкосновения разных структурных элементов имеют место в южных, центральных и северо-восточных районах Байкальской рифтовой зоны.

В связи с тем что весь этот сложный горный узел по существу является областью взаимного проникновения структур разного порядка и разного возраста, проведение четкой границы между морфоструктурами Байкальской рифтовой зоны и Байкало-Патомского нагорья представляет определенную трудность. Тем не менее, несколько уточняя границу, проведенную А.Г. Золотаревым [33], мы предлагаем следующий вариант северо-западной и северной границ Байкальской рифтовой зоны. На северных окончаниях Байкальского, Кичерского хребтов и Рель-Тыйской среднегорной ступени ее следует проводить по долинам Кунермы, Слюдянки, Неручанды, Гсуджекита, Нюрундукана, Холодной, Нюседека и Майгунды вдоль хорошо выраженного структурно-эрозионного понижения между Байкало-Патомским и Байкало-Становым нагорьями.

Далее на северо-восток от Байкальской морфоструктуры и Рель-Тыйской среднегорной ступени располагается своеобразное глыбовое поднятие, объединяющее горные гряды Кичерского и Верхне-Ангарского хребтов, именуемое в дальнейшем Кичеро-Ангарской морфоструктурой. Оно отделяется от брахиформного поднятия Делон-Уранского горного массива хорошо выраженным в рельефе перегибом в области сопряжения их окончаний на междуречье Правая Мама-Чурокан. Орографическая граница, разделяющая горные системы Байкальской рифтовой системы и Байкало-Патомского нагорья, на рассматриваемом участке определена А.Г. Золотаревым [33] однозначно и не вызывает сомнения. Однако к северо-востоку, на междуречье Среднего Мамакана и Витима, она оставалась неопределенной. В результате изучения материалов предшествующих лет и дешифрования новых аэро- и космических съемок возникла необходимость пересмотреть существующую орографическую схему С.С. Воскресенского и Г.А. Пос-

толенко [15] и внести в нее некоторые изменения. В частности, орографическая линия Делюн-Уранского хребта в том виде, как она показана на упомянутой схеме, в природе не имеет сплошного, четко линейного морфологического выражения. Начинается она от северо-восточной оконечности Верхне-Ангарской впадины и заканчивается в пределах верховьев Ирбо, Среднего Мамакана и Дылгдаиси, а Келяно-Чаянгро-Витимское междуречье, как показали наши исследования, морфологически связано с морфоструктурой Кодарского сводово-глыбового поднятия, являясь частью его переклиналичного окончания, которое было отчленено от основного поднятия antecedentной долиной р. Витим. Здесь долина р. Витим, как и многие другие долины менее высоких порядков, заложена субсеквентно по отношению к структуре периклинали, соотносясь с общим концентрическим рисунком гидросети, весьма характерным для данного района. Исходя из изложенного, можно предположить, что Делюн-Уранское поднятие представляет собой отдельный, несколько вытянутый в северо-восточном направлении горный массив, не имеющий орографической связи с Кодарским нагорьем. По нашему мнению, такую связь Кодарская морфоструктура имеет с Северо-Муйским поднятием, входящим в состав сложной Муйской морфоструктуры. Но об этом будет сказано несколько позже. В соответствии с приведенными фактами северная орографическая граница Станового нагорья может быть продолжена вдоль структурно-эрозионного понижения, освоенного реками Средний Мамакан, Правый Мамакан, Чаянгра и Нерпяжкой почти на всем протяжении от устья Чаянгры. Далее, через р. Витим она прослеживается по р. Амалык, через реки Тарын и Элигер - на Майую Тору, откуда ее очертания согласуются уже с данными Д.В. Лопатина [49].

Центральную систему горных сооружений Байкальской рифтовой зоны образует северная часть Баргузинского хребта (Ангаро-Баргузинское междуречье) и грандиозное сводово-глыбовое Муйское поднятие. Последнее объединяет Северо-Муйский, Муяканский хребты и часть Южно-Муйского, являющиеся его основными элементами вместе с Верхне-Муйской и Муяканской внутригорными впадинами (см. рис. 2). Эта сопряженная с Кодарским поднятием морфоструктура не менее значительна, чем сам Кодарский свод и, очевидно, является звеном не ниже четвертого порядка в рифтовой системе. Муяканская и Верхне-Муйская впадины, а также сменяющие их по простиранию цепочки мелких грабенов и понижений в рельефе, как полагает В.П. Солоненко [65], обусловлены зонами локального опускания вдоль сводовой части поднятия в результате деформации растяжения, "когда сводовое развитие морфоструктур приходит к блоковому распаду". Северной границей морфоструктуры является крупный Северо-Муйский разлом. На северо-востоке эта морфоструктура сочленяется с Кодарской, отделяясь от нее морфоструктурной седловиной в районе междуречья Келяны и Сунуекита. Восточную и юго-восточную границы Муйской морфоструктуры следует проводить вдоль северо-восточного отрога Муяканского хребта, дальше на юг по северо-восточному замыканию Верхне-Муйской внутригорной впадины, в райо-

не устья Горбылока Муйского, т.е. там, где р. Муя antecedентно пропиливает среднегорную перемышку, соединяющую Муяканский хребет с Южно-Муйским. Дальнейшее продолжение границы морфоструктуры представляет интерес, так как она диагонально пересекает Южно-Муйский хребет по долинам Горбылока Муйского и Горбылока Ципинского. Данный вариант границы представляется наиболее правдоподобным, поскольку Южно-Муйский хребет в этом районе не имеет единой орографической линии. Более того, в районе этих рек наблюдается смещение отрогов (или окончаний) юго-западного и северо-восточной частей Южно-Муйского хребта относительно друг друга и субпараллельное простираие их на расстояние 60-70 км. Между этими отрогами, заходящими далеко друг за друга, располагается четко выраженное в рельефе понижение, представленное выровненной поверхностью высотой 2000-2200 м, тогда как близ расположенные горы имеют высоту 2600-2700 м. Ширина этого понижения равна 1,3-3 км, оно плавно снижается в сторону Муи и Ципы. К этому сквозному структурному пониженному участку и приурочены долины рек Горбылока Муйского и Горбылока Ципинского, направленных в противоположные стороны. Таким образом, Южно-Муйский хребет разделяется на две самостоятельные части, относящиеся к двум разным морфоструктурам. Это разделение не искусственное. Юго-западная часть хребта, являющаяся составной частью (краевым сегментом) Муиской морфоструктуры, довольно узкая (1,5-2,0 км), четко выраженная. Южная граница Муиской морфоструктуры проводится нами через верховье Укуолкита и Илокалуя к устью р. Амнунды Точинской и далее на Ципа-Джиргинский перевал, откуда по долине р. Джирга она соединяется с западной границей, отделяющей ее от Баргузинского поднятия. Западный раздел совпадает со структурно-эрозийным понижением меридионального направления, освоенным долинами рек Левый Анкакон, Донгодея, Намама и Светлая вдоль ломаной линии, образуемой двумя взаимно пересекающимися системами разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простираия.

Ангара-Баргузинское междуречье - северное окончание крупной горной гряды Баргузинского хребта, несколько меньшей по площади, чем Муиское горное сооружение. Северо-западная и северная его границы согласуются с очертаниями восточной границы окончания Северо-Байкальской впадины и структурного понижения на эпигенетическом отрезке долины р. Верхняя Ангара; северо-восточная граница соответствует линии раздела ее с юго-западным окончанием Муиской морфоструктуры. С запада и востока вдоль подножия хребта она ограничена дизъюнктивной ломаной линией, предопределенной соответствующими структурными направлениями сопряженных с ней впадин - Байкальской и Баргузинской. В плане она имеет булавовидную форму, чем напоминает очертания Кичеро-Ангарской горной гряды, и, по-видимому, составляет одно целое с горной цепью южного обрамления, что позволяет представлять ее как единую морфоструктуру четвертого порядка по отношению к морфоструктуре Байкальской рифтовой зоны.

Кодарская морфоструктура – крупное, компактное сводово-блоковое горное сооружение, брахиформное в плане. Длина этой морфоструктуры составляет 335 км, а средняя ширина 100 км. В целом она была изучена Д.В. Лопатиным [49]. Район наших исследований охватывал только ее юго-западную часть. В процессе изучения выяснилось, что Кодарская морфоструктура вместе с Муйской составляет единую и широкую горную цепь, так как обе они связаны морфологическим единством через Сунуекит-Келянскую (точнее, Акукан-Келянскую) морфоструктурную седловину. Здесь долины Сунуекита и Акукана с юго-запада, Келяны, Парамы и др. с северо-востока заложены субсеквентно по отношению к структуре седловины в виде concentрически расположенных дуг, обращенных выпуклостями внутрь седловины. В пределах периклинального окончания юго-западной части Кодарской морфоструктуры, верховьев Янгуды долины рек Витим, Парамы, Саку и их притоков также заложены субсеквентно, подчиняясь структуре замыкания свода и группируясь в concentрически-радиальный рисунок. С этим хорошо согласуется и общая водораздельная линия, и постепенное увеличение поля высот в обе стороны от среднегорья Акукан-Келянской структурной седловины к высокогорьям Муйского и Кодарского поднятий.

3584 В связи с приведенным выше уточнением западной и северо-западной границ Кодарской морфоструктуры необходимо и важно еще раз очертить все границы этой морфоструктуры по Д.В. Лопатину [49]. По мнению этого исследователя, северная и северо-восточная части Кондинского поднятия включают в себя Амалыкское поднятие, Торский хребет и Торскую внутригорную впадину. От тыловых поднятий Олекмо-Чарского нагорья и Приленского плато они отделены зоной сейсмоактивных разломов восток-северо-восточных направлений [17], выраженной уступами сложного денудационно-тектонического происхождения. Очевидно, северо-восточное переклинальное окончание Кодарского свода должно включить Чаро-Токкинское между-речье, ограниченное структурно-эрозионным понижением, наследуемым р. Токко, ее левыми притоками и р. Ималык, впадающей в р. Чару. Юго-восточная граница горного сооружения следует вдоль зоны сочленения подножия Кодарского свода с Токкинской и Верхне-Чарской межгорными впадинами. Далее к юго-западу она с севера огибает Муйско-Чарскую перемычку, следует вдоль бортового разлома ломаных очертаний, обусловившего четко выраженное подножие юго-восточного склона поднятия, и переходит в долину Сюльбана, также приуроченную к зоне разрывных нарушений северо-восточного направления, рассекающую Муйско-Чарскую межвпадинную перемычку. Юго-западная граница совпадает с Северо-Муйским разломом, который состоит из коротких кулисообразно расположенных сбросов, отделяющих Парамскую впадину от Северо-Муйского хребта. Для морфоструктуры Кодарского свода в целом характерна concentрическая зональность типов рельефа, связанная с высотой, глубиной и густотой расчленения. Она выражена в различиях рельефа: 1) центральной водораздельной части горного сооружения, 2) опоясывающей ее внутренней горной зоны и 3) внешней зоны, окаймляющей поднятие по периферии. Зональность

2. Зак. 449

эта проявлена не везде одинаково. Если в юго-западной части морфоструктуры, включая Келяно-Чаянгро-Витимское и Сыгыкта-Сюльбанское междуречья, она отчетливо концентрична по отношению к главному водораздельному массиву, то в центральной части она выражена асимметричной ступенчатостью, где водораздельный массив окаймлен внутренней и внешней зонами только с северо-запада. На юго-востоке крутой склон его довольно резко обрывается вдоль тектонического уступа, ограничивающего Чарскую морфоструктуру. Еще северо-восточнее, ближе к периклинальному замыканию Кодарского свода в рельефе вновь проявляется концентрическая зональность.

Рельеф центрального водораздельного массива глубоко расчленен, в сильнейшей степени изменен плейстоценовыми оледенениями и развит в пределах абсолютных высот 2400-3000 м. Опоясывающая его внутренняя горная зона охватывает более низкую высокогорную ступень в интервале от 2000 до 2400 м. В рельефе ее наряду с резко расчлененными массивами сохранились сглаженные вершины-реликты педиплена, поднятые на разную высоту. Для внешней горной зоны характерен среднегорный, преимущественно плосковершинный рельеф в интервале абсолютных высот от 1000 до 2000 м.

Южная цепь морфоструктур Байкало-Станового нагорья состоит из морфоструктуры Икатского сводового поднятия, Ципа-Баунтовской субрифтовой зоны и сложной по своему внутреннему строению Бабанты-Удоканской морфоструктуры, которые сочленены между собой по простиранию (рис. 2). Из них в изученную нами территорию, т.е. в зону трассы БАМ, входила привитимская часть последней. Поэтому здесь и далее мы остановимся только на характеристике Бабанты-Удоканского обширного поднятия.

Бабанты-Удоканское горное сооружение разделяется на две орографически выраженные цепи: северная - Южно-Муйско-Удоканская и южная - Бабанты-Калар-Дыриндинская. В целом они составляют крупную морфоструктуру четвертого порядка северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны. Границы ее четкие. Морфоструктура повсеместно ограничена зонами опускания (межгорными впадинами, недоразвитыми эмбриональными структурами, пониженными участками, глубинными и региональными разломами; см. рис. 2).

Бабанты-Удоканская морфоструктура на севере граничит с системой Муйских, Чарской и Токкинской впадин. На северо-востоке в эту морфоструктуру включается северо-западная часть Станового хребта, прослеживающаяся по правобережью Олекмы. Южная и юго-восточная граница проходит по южному подножию Дыриндинского и Каларского хребтов, по структурно-эрозионной долине р.Колар. Западнее Витима она следует вдоль южного склона Бабанты. На западе эта морфоструктура сочленяется по структурной долине Горбылока с Муйской.

В пределах Бабанты-Удоканской морфоструктуры, кроме двух указанных выше горных цепей, выделяется осевая пониженная зона, представленная мелкими нормальными и недоразвитыми структурами - небольшими внутригорными впадинами типа Ципа-Бамбуйской, Тулдуновской, Нижне-Бамбуйской, Кокаревско-Джилинской, Читкандинской и Хани-Охондинской. В целом данная морфоструктура имеет сводово-

глыбовое строение. При неотектонических воздыманиях она распалась на множество мелких и крупных блоковых структур.

Основными отрицательными морфоструктурами Байкало-Станового нагорья являются Северо-Байкальская, Верхне-Ангарская и Муйские впадины.

Северо-Байкальская впадина с запада и северо-запада четко ограничена Байкало-Кичерским сбросом. Восточная ее граница имеет сложные очертания, что связано с относительной раздробленностью зоны сочленения впадины и поднятия на Ангаро-Баргузинском междуречье. Ее северная граница проходит по подножию Кичеро-Ангарской морфоструктуры и сопряжена с очертаниями Кичерского грабена. Северо-восточная, сухоходольная часть впадины представляет собой полигенетическую аккумулятивную равнину, частично перекрытую моренами и водно-ледниковыми образованиями, далеко выдвинутыми из долин рек Кичера, Акули и Акуликан. К югу и юго-востоку она переходит в полузатопленную аллювиально-озерную равнину, отделяемую от акватории Байкала широкой песчаной пересыпью.

Верхне-Ангарская впадина – самая компактная "суходольная" отрицательная морфоструктура байкальского типа. Ее общая длина около 120 км, ширина 30–35 км. С северо-запада и юго-востока она ограничена двумя четко выраженными разломами – Верхне-Ангарским и Северо-Муйским, для нее характерна асимметрия фундамента. Аккумулятивный чехол Верхне-Ангарской впадины залегает в соответствии со сложной внутренней структурно-тектонической обстановкой, образуя равнины различного возраста, генезиса и морфологического облика. Отчетливо выделяются центральная зона, состоящая из северо-восточной высокой увалистой аккумулятивной равнины мелкоблокового внутреннего строения и юго-западной низкой заболоченной наиболее опущенной части. Морфология и элементы структур краевых зон имеют свои особенности, обусловленные их промежуточным положением между областями опускания и поднятия. Рыхлые отложения впадины представлены следующими основными генетическими типами: аллювиальным, аллювиально-делювиальным, водно-ледниковым, золово-делювиальным. Сведения о мощности рыхлого чехла Верхне-Ангарской котловины весьма противоречивы. По мнению Ю.А. Зорина [34], мощность кайнозойских отложений, выполняющих Нижне-Котерскую и Гонкульскую внутривпадинные депрессии, достигает 2500 и 1600 м, по данным Тыйской электроразведочной партии она соответственно оценивается в 300 и 700 м (П.И. Шлак, 1977 г.). Материалы гидрогеологического бурения Кичерской ГПП глубиной до 200 м позволяют охарактеризовать лишь верхние части разреза мощной толщи кайнозоя.

Система Муйских впадин – отрицательная морфоструктура четвертого порядка Байкальской рифтовой зоны. Она протягивается в субширотном направлении на расстояние 120 км при максимальной ширине в средней части около 40–45 км. Система кайнозойских впадин Муйской зоны состоит из нескольких структур пятого порядка: Муяканской, Горбылокской, Парамской, Муйско-Кондинской и, возможно, Сьюлбанской эмбриональной. С севера впадина обрамлена кру-

тым уступом тектонического происхождения, совпадающим с южным склоном Северо-Муйского хребта, а с юга – северным склоном Южно-Муйского. На западе к ней примыкают отроги Муяканского хребта. Восточная граница этой отрицательной морфоструктуры расплывчата: здесь низкогорья переходят в среднегорную перемычку между Сьюлбаном и Кудой Малой, разделяя Муйско-Кондинскую и Чарскую впадины. В целом Муйские впадины имеют симметричный поперечный профиль.

Ниже дается характеристика особенностей геоморфологического строения вышеуказанных морфоструктур начиная с положительных.

Выделение наряду с морфоструктурами раздела "Главные речные долины" вполне правомерно, так как в них развит террасовый комплекс, который позволяет расшифровать этапы и характер неотектонических движений и истории развития рельефа региона, хотя речные долины узколинейны и пересекают разные морфоструктуры.

МОРФОСТРУКТУРЫ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ

Байкальская морфоструктура и Рель-Тыйская "предгорная" ступень

Байкальская морфоструктура ограничивает рассматриваемую территорию с запада и представляет собой морфологически четко выраженное горное сооружение, узкое и асимметричное на юге, постепенно расширяющееся к северу и разветвляющееся на Аkitканский хребет (западная ветвь) и хребет Унгдар (восточная ветвь). Севернее Котельниковского мыса морфоструктура становится симметричной и отходит от акватории Байкала, отделяясь от последнего Рель-Тыйской "предгорной" ступенью. Абсолютная высота Байкальского хребта равна 2000–2300 м. Отдельные его вершины достигают 2300–2500 м. Он с двух сторон ограничен хорошо выраженными склонами-уступами, резко возвышающимися на 500–600 м над сопряженной с запада Предбайкальской впадиной и с востока над Рель-Тыйским среднегорьем на 400–600 м. В структурном отношении хребет представляет собой сложное сводообразное горстовое поднятие, ограниченное зонами глубинных разломов. В целом Байкальский хребет состоит из мозаично расположенных изометричных блоков, ограниченных взаимно пересекающимися зонами разломов.

В зоне сочленения хребта с Рель-Тыйским среднегорьем особенно четко выражена серия ступеней, обусловленных параллельными направлениями разломов, которые прослеживаются вдоль правого склона долины р. Тья.

Байкальская морфоструктура в южной части имеет асимметричное строение: крутой байкальский склон, более пологий западный, обращенный к бассейну Лены. Асимметрия обусловлена грандиозным сбросом, отсекившим и опустившим под уровень Байкала восточную часть хребта южнее мыса Малая Коса. Осевая часть хребта севернее этого мыса рассечена хорошо выраженной зоной прерывистых продоль-

ных субмеридиональных разломов. К этой зоне приурочены меридиональные отрезки долин рек Кунермы и Дельбичинды, а также верховья долин рек Молокон, Рель и Куркула. К северу зона продольных разломов расширяется, разветвляется и переходит в пониженную среднегорную область, которая располагается между Аkitканским хребтом и хребтом Унгдар. Поверхность этого промежуточного блока наклонена на запад, в сторону тектонического уступа, ограничивающего Аkitканский хребет с востока. Кроме продольных разломов, на Байкальском хребте выявлены субширотные поперечные разломы, которые, будучи разработаны эрозией и ледниками, стекавшими по обе стороны хребта, подчеркиваются хорошо выраженными сквозными долинами Гоуджекита-Кунермы, Окунайки и др. Особый интерес представляют сейсмогенные разломы, выявленные вдоль левого склона долины Дельбичинды, в районе западного портала байкальского тоннеля.

Вся центральная высокогорная часть Байкальского хребта представлена резко расчлененным альпинотипным рельефом с его характерными формами: карами, цирками, карлингами, узкими гребнями и троговыми долинами. Характерной особенностью каров является обязательное наличие в них каровых углублений и озер. В результате ледниковой экзарации и нивационного разъедания во время плейстоценовых оледенений происходило разрастание каров и параллельное отступление их стенок, вследствие чего осевые зоны хребтов приобрели зубчатую форму с острыми гребнями ломаных очертаний. Процесс отступления стенок каров и разрастание их продолжается и в настоящее время за счет нивационных процессов в результате метелевого перераспределения снега и обрушения снежных карнизов вниз по склонам. Здесь развиты преимущественно крутые и очень крутые (от 20 до 50° и более) склоны прямого и слабовогнутого профиля со скальными уступами и обрывами. Очень крутые коренные склоны изрезаны параллельными бороздами камнепадов и ложбинами селево-лавиновых сходов, более пологие — преимущественно покрыты оголенными глыбовыми россыпями. У подножий их развиты крутые шлейфы из обвальных, осыпных и селевых накоплений вперемежку с массой моренных валунов. Среди резко расчлененного и островершинного рельефа отдельными небольшими участками сохранились плоские и слабонаклонные поверхности доледникового рельефа. В плане они изометричны, часто имеют форму неправильных четырехугольников, ограниченных со всех сторон отвесными стенками каров. Такие поверхности наблюдались в верховьях Рели, Слюдянки, Неручанды и ряде других мест. Их абсолютные отметки колеблются в интервале высот от 1800 до 2100 м.

Долины рек 3-5 порядков в верхних течениях троговые, в нижних — большинство имеют V-образные и трапециевидные поперечные профили с крутыми склонами. Продольные профили их крутые, по руслам множество порогов и мелких водопадов. Днища многих долин представляют собой поверхности ледникового выплакивания с курчавыми скалами и бараньими лбами. По долинам Дельбичинды и Кунермы, например, всюду наблюдаются скальные обнажения: терга-

сы, кроме самой низкой (2,0–2,5 м), отсутствуют вообще. В устьях боковых притоков развиты молодые голоценовые конусы выноса.

Байкальский хребет как передовой в системе Прибайкальских хребтов в четвертичный период подвергался мощным и неоднократным оледенениям, следы которых в виде экзарационного рельефа наблюдаются всюду в центральной высокогорной части хребта. Водно-ледниковый рельеф (морены, флювиогляциальные террасы и равнины, связанные с оледенениями) отмечается в долинах внутренней части горной системы и по обе стороны хребта. В связи с меридиональным расположением и большими высотами (2000–2300 м) Байкальский хребет в течение всего антропогена представлял собой крупный орографический карьер на пути западного переноса воздушных масс. Поэтому на хребте во время плейстоценовых похолоданий аккумуляровалось значительное количество влаги, которая являлась источником питания ледников.

На примере оледенения Ахитканского, Унгдарского и Байкальского хребтов видно соотношение масштабов распространения и развития древнего (среднеплейстоценового) и молодых (верхнеплейстоценовых) оледенений. Бассейн Верхней Окунайки и Дельбичинды (внутригорное понижение, расположенное между хребтами Ахитканским и Унгдар) в эпоху развития максимального оледенения был покрыт ледником, стекавшим сюда с окружающих высоких гор и формировавшимся также в пределах этого среднегорного участка. Здесь на плоских поверхностях абсолютной высотой 1400–1600 м наблюдаются моренные отложения, моренные холмы и озера (рис. 3). Отсюда ледники по долинам Окунайки и Дельбичинды выходили в Предбайкальскую впадину. В раннюю эпоху похолодания климата ледниками была покрыта также значительная часть выровненного низкогорья, простирающегося северо-западнее хр. Унгдар, на котором располагалась область питания этих ледников. Вследствие значительной депрессии бывшей границы снеговой линии на склонах Байкальского хребта сформировались низко расположенные кары на абсолютных высотах 1000–1300 м (склоны долин рек Желтуй, Огнева, Кунерма, Ирель, Верхний Ярал). Значительная часть этих каров уже разрушена, стенки их вышоложены, днища лишены котловин и засыпаны скоплениями продуктов выветривания. Ярко выраженного перераспределения снега в это время не было. Приведенные факты свидетельствуют о том, что оледенение в раннюю эпоху плейстоценового похолодания охватывало не только высокогорную область, но и среднегорную, а местами даже низкогорную.

В верхнем плейстоцене верховья Окунайки не подвергались оледенению. Многие древние кары, распространенные на высоте 1600 м, в эту эпоху не были омоложены. Они подвергались денудации и разрушению. В это время здесь происходило метеловое перераспределение снега. Снег с верховьев Окунайки перемещался в верховья правых притоков р. Тья, где наблюдаются хорошо выраженные кары. Они явились очагами формирования молодых ледников, которые были почти висячими; их морены залегают вдоль правого склона долины Тьи. Высота днищ каров колеблется от 1400 до 1550 м,



Рис. 3. Байкальский хребет. Фрагменты древней (доплиоценовой) поверхности выравнивания с остатками моренных образований среднеплистоценового полупокровного ледника "норвежского типа". На среднем плане виден ледоём. Фото Д.-Д. Б. Базарова

т.е. они расположены ниже Окунайского внутригорного понижения на 150–250 м. Интенсивному развитию каров на Тыйском склоне еще способствовал интенсивный врез со стороны оз. Байкал. Здесь продольные профили рек, дренирующих троговую долину, очень крутые – на расстоянии 5–6 км перепад высот составляет 700–800 м.

На склонах хр. Унгдар и других возвышенных участках гор, находящихся на стыке морфоструктур Байкальской рифтовой зоны и Байкало–Патомского нагорья, развиты кары, расположенные на пяти уровнях: 1000–1100; 1300; 1500; 1600–1650 и 1700–1750 м. Низкие кары, особенно в верховьях Неручанды на высотах 1000–1100 и 1300 м, сильно разрушены и имеют дряхлый облик. Многие из них частично лишены характерных морфологических черт, в них отсутствуют ригели, озерные котловины. Днища каров приобрели наклон, так как длительно моделируются водотоками. От многих каров остался один амфитеатр с пологими склонами и засыпанным глыбами днищем. Моренные отложения, связанные с развитием каров нижнего яруса, залегают на Приленской плоской возвышенности или на выровненных поверхностях долинных педиментов и древних террас в междуречьях Неручанды–Аэлиты и Укучикты–Левой Миши на высотах 200–450 м над уровнем рек. Кары среднего уровня (1400–1500 м), находящиеся в верховьях Укучикты

и Иловари, в большинстве своем переработаны процессами денудации. Морены этого уровня каров или этой эпохи развития оледенения залегают на высоте 1200–1300 м и 1400–1450 м. Хорошо сохранились кары лишь самого высокого уровня (1700–1750 м). Они расположены на восточном и юго-восточном склонах хр. Унгдар. Исходя из степени сохранности и условий залегания сопряженных с ними морен разновысотные кары имеют разный возраст. Самые низкие кары, вероятно, сформировались в эпоху первого оледенения и во время последующих оледенений не омолаживались, а, наоборот, подвергались денудации и разрушению. Кары среднего уровня после образования однократно или дважды обновлялись. Только самые высокие кары во время плейстоценовых похолоданий постоянно пребывали в зоне депрессии границы снеговой линии или находились в условиях более благоприятных в смысле перераспределения и накопления снега. На хр. Унгдар снег с западных и северо-западных склонов, а также с выположенных вершин сдувался на юго-восточный и восточный склоны, где благодаря его накоплению могли продолжаться развиваться "свежие" кары начиная с высоты 1500 м.

Из изложенного выше следует, что среднеплейстоценовое оледенение по сравнению с более поздними, верхнеплейстоценовыми, было значительно большим по площади проявления. Об этом свидетельствуют и высоты плечей трогов, и высоты боковых морен в долинах Дельбичинды, Кунермы и Гсуджекита. По долинам рек Дельбичинда и Кунерма отложения боковых морен наиболее древнего оледенения залегают на высоте 250–300 м над уровнем рек. Плечи трогов второго оледенения по тем же долинам расположены на высоте 150–200 м. Плечи трогов третьего оледенения нередко закрыты обвально-осыпным шлейфом, сформировавшимся вслед за последним оледенением. В долине р. Гсуджекит (Байкальский бассейн) также выявлены морены трех оледенений: боковая морена первого горного оледенения залегает на высоте 100–160 м, второго – 50–60 м, а следы третьего оледенения представлены конечными моренными валами и эскеровыми буграми высотой 20–25 м. Между ними множество замкнутых котловин, часто с озерами подпружного типа. Конечная морена первого оледенения расположена при выходе реки из гор в районе базы Гсуджекит. Она имеет форму увала высотой 100–120 м. Ниже увала по долине Гсуджекита наблюдается 20–25 и 40–45 м террасы, а терраса высотой 7–8 м прослеживается ниже конечных морен последнего оледенения. В целом оледенение на восточном склоне Байкальского хребта выражено слабее, чем на западном, о чем свидетельствуют морены, залегающие у подножия хребта или на удалении до 8–10 км от выхода из гор. Так, морены первого грамнинского ледника находятся ниже слияния рек Грамна и Гсуджекит. На этом участке они нигде не достигают береговой полосы оз. Байкал. Такое резко асимметричное развитие четвертичного оледенения на западном и восточном склонах Байкальского хребта объясняется экспозицией склонов по отношению к воздушным потокам западного переноса. Западные, наветренные склоны, и центральная часть хребта, относящиеся к бассейну Ки-

ренги-Лены и получающие значительно больше осадков, обусловили мощные горно-долинные ледники. Это видно из больших скоплений моренных образований в Предбайкальской впадине [44]. На восточных теневых склонах хребта, куда воздушные массы переваливали сильно иссушенными, формировались небольшие ледники. Между тем здесь свежие кары своими устьями в большинстве случаев обращены на восток и северо-восток.

Экспозиция	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Всего
Число каров	54	115	131	54	31	32	56	41	519
%	~10,3	~22,1	~25,1	~10,3	~6	~6	~10,5	~7,6	100

Такое несоответствие ориентировки каров с характером развития плейстоценового оледенения объясняется тем, что эти кары главным образом верхнеплейстоценовые и, возможно, голоценовые, в формировании их ведущая роль принадлежит метелевому перераспределению снега, при котором постоянно обновляются древние формы. В результате этого в верхнем плейстоцене проявилась асимметрия в экспозиции размещения каровых ледников. В любом случае значительная часть молодых каров в силу развития гидросети оказалась в бассейне рек, текущих на запад. Поэтому западные ледники верхнего плейстоцена все равно имели большую длину, чем восточные.

Рель-Тыйская "предгорная" ступень - морфоструктура более низкого таксономического ранга по отношению к Байкальской - представляет собой выгнутую, расширяющуюся в северном и северо-восточном направлениях систему боковых структур, ограниченную со стороны Байкальского хребта крупной зоной разломов, а с востока и юго-востока - береговой линией оз. Байкал, которая участками совпадает с направлениями той же зоны. Вдоль главного разлома, проходящего по подножию фаса Байкальского хребта, выделяются слабо выраженные продольные зоны приразломного опускания - структурные понижения, которые длительное время являлись местом аккумуляции плейстоценовых морен, грубых коллювиальных и коллювиально-пролювиальных отложений. В южном направлении, в районе устья р. Куркула, эта морфоструктура выклинивается, а к северу и северо-востоку сочленяется со структурными элементами Байкало-Патомского нагорья. Рель-Тыйская морфоструктура состоит из нескольких мелких блоков (Тыйского, Слодянского, Горячинского и др.), ограниченных разломами, которые по отношению к главному Байкальскому разлому являются опережающими. Поднятые на разную высоту, блоки под острым углом притыкаются к берегу оз. Байкал, обусловливая очертания мысов и заливов.

Рель-Тыйская ступень находится в более или менее стабильном положении по отношению к соседним морфоструктурам - Байкальскому хребту и впадине оз. Байкал, испытывавшим интенсивные дифференцированные тектонические движения противоположного знака. Однако, судя по глубине вреза речных долин и мелкоблоковому

строению, рассматриваемая морфоструктура за неотектонический этап все-таки испытала умеренное поднятие. В рельефе Рель-Тыйского среднегорья отмечаются уплощения поверхности на абсолютных высотах от 1100 до 1600 м. Они, по-видимому, представляют собой остатки древней поверхности выравнивания, существовавшей в добайкальскую, в дорифтовую стадию развития рельефа. На этих фрагментах развиваются морозно-мерзлотные и морозно-солифлюкционные процессы. Здесь имеются нагорные террасы, солифлюкционные бугры и натеки. Склоны гор и долин в зависимости от крутизны моделированы разными процессами и потому имеют различную морфологию. Здесь выделяются крутые склоны, развивающиеся под воздействием гравитационных процессов. Умеренно-крутые и пологие склоны переработаны преимущественно колловиально-солифлюкционными процессами, для которых характерны медленное сползание глыбовых образований (мерзлотный крип), надмерзлотный смыв и солифлюкционное течение в нижних частях.

Кичеро-Верхне-Ангарская морфоструктура

Горная гряда, обрамляющая Северо-Байкальскую и Верхне-Ангарскую котловины с севера и северо-запада, состоит из двух параллельно ориентированных структурных ступеней — Кичерского и Верхне-Ангарского хребтов, которые образуют единое горное сооружение длиной более 200 км и шириной до 50 км. Эта морфоструктура четвертого порядка представляет собой брахиформное, асимметричное, сводообразное ступенчато-глыбовое поднятие. С севера по подножию она отграничена от новейших структур краевого поднятия Байкало-Патомского нагорья [33] эрозионно-тектоническими фрагментами долин рек Нюрундукан, Гоуджекит, Холодной, Огдында, Майгунда, Левая Мама, Токинда, Орколикан и Джеликан; ее границей с востока является долина р. Уклонь. Южная граница совпадает с направлением Верхне-Ангарского сброса и выражена весьма четко как в морфологии склона, так и в характере сочленения его с днищами впадин, включая северный склон Киронского сужения долины Верхней Ангары. Морфоструктура поднятия имеет булавовидную форму в плане с соотношением осей 1:4 (рис. 4). Горизонтальное расчленение наследует направление региональной системы разрывных нарушений, однако подчинено очертаниям поднятия. В переключенных свода характерная форма разветвления узких долин-грабен свидетельствует об образовании их вследствие растяжения в процессе становления данной морфоструктуры. Долины Правой Мамы и Уклоны на северо-восточной оконечности, а также Дзелинды у Кичеры на северо-западной осваивают структуры или зоны близрадиальных направлений по отношению к периклиналям сводообразного поднятия. Морфологическая связь Северо-Байкальской впадины и Кичерского грабена обусловлена парагенетической общностью формирования ее северной оконечности и сопряженного блока Верхне-Ангарской морфоструктуры. Условия развития Кичерского грабена оказались наиболее благоприятными для оформления его морфологической четкости, чем

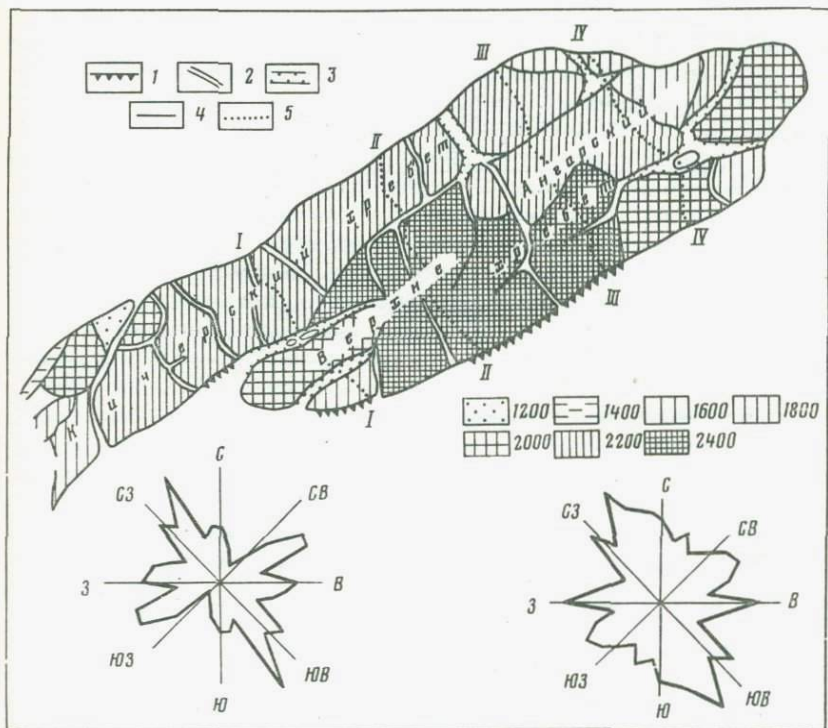


Рис. 4. Общая схема строения и детали морфоструктуры Кичеро-Верхне-Ангарского сводообразного блокового поднятия

1 – сбросовые уступы в бортах депрессий; 2 – структурно-эрозионные трюги; 3 – внутригорные впадины и грабены; 4 – зоны повышенной трещиноватости; 5 – линии поперечных профилей, изображенных на рис. 5

Роза-диаграмма направлений: а – зияющей трещиноватости, б – речных долин. На рисунке даны средние значения высот, м

условия Дзелиндинского. И это, вероятно, заключается в том, что в ходе становления морфоструктур первый был расположен "на пути разрастания" Северо-Байкальской впадины, а второй, оказавшийся на продолжении центральной части впадины, был отсечен краевым разломом субширотного направления и остался инфантильной структурой. Внутри поднятия водотоки лучше всего осваивали рельефообразующие раздвиги, параллельные оси структуры и секущие ее под прямым углом. Продольное заложение характерно для верховьевлевой и Правой Мамы и Анамакита Ангарского. Из большинства секущих эрозионно-тектонических долин выделяется наиболее крупная консеквентная долиналевой Мамы – Анамакита Мамского, превращенная в сквозную в результате деятельности регрессивной эрозии и перехваталевой Мамы Анамакитом Ангарским.

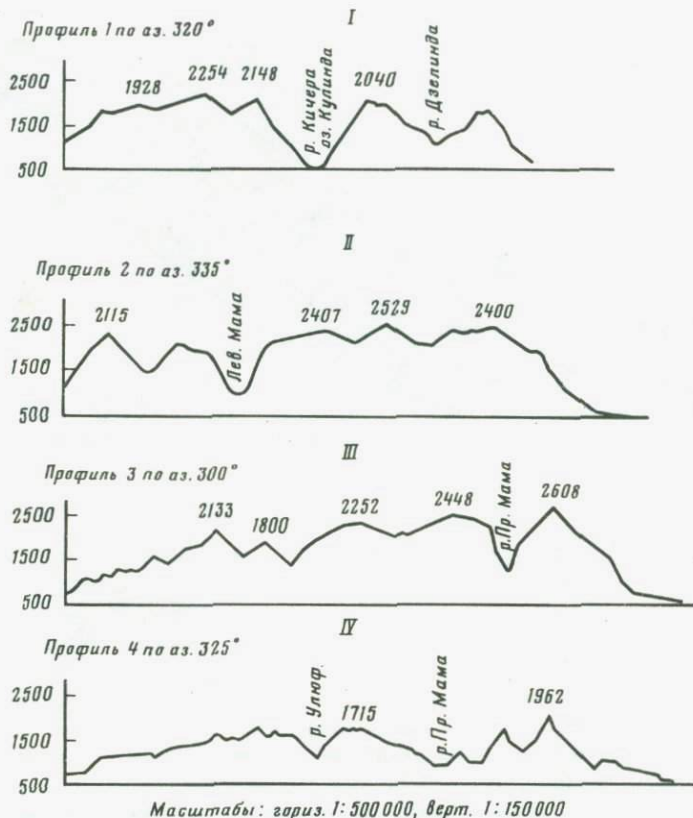


Рис. 5. Поперечные гипсометрические профили через Кичеро-Верхне-Ангарскую морфоструктуру (по линиям I–IV на рис. 4)

Среди более мелких секущих разрывов много предопределивших встречное заложение долин на склонах морфоструктуры. Главные направления разрывных структур разбивают морфоструктуру на многочисленные блоки, обуславливая решетчатый план заложения долин из продольных и секущих отрезков в соответствии с местными уклонами топографической поверхности. Асимметрия поднятия отражается в разнице высот хребтов-ступеней, значения которых уменьшаются в сторону Байкало-Патомского нагорья, и это довольно хорошо фиксируется на поперечных профилях (рис. 5). Общий наклон вершинной поверхности остаточного рельефа северо-западного крыла поднятия до 1° против $20\text{--}23^\circ$ крутизны уступа Верхне-Ангарского сброса. Тем не менее посредством этого уклона в отдельных участках привершинной части поднятия на расстоянии 45–50 км от уровня нижней ступени отмечаются превышения до 500 м. Радиус кривизны вершинной поверхности свода в его поперечном сечении составляет 170 км.

Некоторая асимметрия наблюдается и в продольном профиле поднятия. Нарастающее воздымание поверхности смещено к северо-восточной части морфоструктуры относительно ее середины. Ему соответствует наиболее поднятый центральный высокогорный массив, абсолютные высоты которого достигают 2400–2600 м. К северо-восточному флангу поверхность морфоструктуры снижается резче, чем в северо-западном направлении. С севера и северо-запада центральный массив обрамляет внешняя высокогорная ступень с фоновой высотой в 2200 м. Области переклиналиных окончаний свообразного поднятия образуют среднегорные ступени. В фоновом поле высот каждой из частей морфоструктуры наблюдаются локальные искажения и наклоны, вызванные развитием частных подвижек. Расчлененность в пределах морфоструктуры в основном не зависит от литологии пород. Убедиться в этом можно простым сопоставлением направлений главнейших эрозионно-тектонических форм морфоструктуры с направлением долин-трещин на аэрофотоснимках и массовых замеров трещиноватости, полученных на различных породах в разных частях южного склона поднятия (рис. 4). Очевидно, ведущая рельефообразующая роль принадлежит здесь ослабленным зонам, долинам-раздвигам и долинам-трещинам, отражающим напряжения, возникшие в ходе становления морфоструктуры.

Группы блоков, составляющие центральный массив и структурные ступени поднятия, отличаются общим характером расчленения.

Кичерский хребет состоит из двух морфологически разных частей: юго-западной и северо-восточной. К юго-западу, в сторону Байкала и устья р. Тья, хребет снижается и выклинивается в плане. Здесь выделяются довольно значительные по площади плоские участки с мелкохолмистым рельефом. Склоны здесь пологие, повсюду следы мерзлотно-солифлюкционных процессов. В эту высоту (1500–1600 м) плоскую равнину глубоко врезаны долины р. Холодной и ее притоков. Долина р. Холодной имеет глубину 600–700 м и крутые склоны. Здесь хорошо видно, как глубокий врез "разъедает" плоскую равнину, распространяясь вверх по долинам притоков. Северо-восточнее р. Холодной высота хребта возрастает до 1800–2000 м и соответственно увеличивается расчлененность рельефа. Появляются единичные кары очень свежего облика. Далее на северо-восток Кичерский хребет становится высокогорной грядой с альпийским рельефом. В верховьях Кичеры он сливается с Верхне-Ангарским высокогорным хребтом, рельеф которого в большей части также резко расчлененный, ледниковый.

Характерной особенностью морфологии Верхне-Ангарского и Кичерского хребтов является асимметрия склонов: юго-восточные их склоны крутые и короткие, а северо-западные – более пологие и протяженные. Это, в свою очередь, явилось причиной асимметричного развития речной сети, относящейся к двум разным бассейнам (Ленскому и Байкальскому), и горного плейстоценового оледенения. Горные ступени в высотной характеристике Кичеро-Верхне-Ангарской морфоструктуры составляют и другую характерную особенность рельефа, определяющую направление заложения речных долин и ха-

рактер строения их на разных участках. Каждая из этих ступеней обладает различной энергией рельефа, т.е. различной интенсивностью и скоростью склоноформирующих и склономоделирующих процессов.

Эрозионные формы рельефа. Речная сеть в целом имеет здесь плиоцен-четвертичное заложение, а возможно, и чуть более раннее. Но сохранились участки долин с фрагментами более древней гидросети, существовавшей до формирования кайнозойской Верхне-Ангарской впадины. Об этом свидетельствуют самые высокие эрозионные уровни, наблюдаемые в долинах Лево́й и Право́й Ма́мы, Анамакита и др. В этих долинах выделяется три террасовидных уровня высотой 300–350 и 700–800 м. Самый высокий из них, вероятно, соответствует подобному эрозионному уровню (600–800 м) долины р. Кичеры. Во всяком случае этот уровень сформировался еще до возникновения р. Анамакита Ангарского, перехватившей р. Анамакит Мамский на высоте 400–500-метрового эрозионного уровня. Причиной перехвата явилась огромная разница между высотами днищ перехватываемой (Анамакит Мамский) и перехватывающей (Анамакит Ангарский) рек (рис. 6). Перепад высот на коротком расстоянии составил 500–600 м, что вызвало интенсивную регрессивную эрозию со стороны Верхне-Ангарского склона. Как было показано выше, заложение речных долин Верхне-Ангарского и Кичерского хребтов в основном ортогональное, обусловленное региональными направлениями разрывных нарушений. К системе продольных зон разломов приурочены участки долин Кичеры, Дзелинды, верховьев Чай-Лево́й Ма́мы и Анамакита-Право́й Ма́мы. Реки юго-восточного склона Верхне-Ангарского хребта имеют крутые продольные профили и более низкий базис эрозии по отношению к рекам Ленского стока, что ведет местами к перестройке гидросети путем перехватов. Кроме перехвата на Анамаките, который произошел задолго до четвертичных оледенений, имеются примеры частичной перестройки гидросети и в плейстоцене вследствие ледниковой деятельности (Кичера-Маскит). Об этом подробно сказано в главе "Плейстоценовое оледенение".

Речные долины Кичеро-Верхне-Ангарской морфоструктуры глубоко врезаны. Интенсивность эрозионного вреза зависит от времени заложения, порядка долины и характера проявления новейших тектонических движений. Глубина эрозионного вреза в пределах максимальных поднятий равна 900–1200 м. Максимальные врезы характерны для верхнего течения Кичеры (400–1200 м), долины Лево́й и Право́й Ма́мы имеют глубину вреза, равную 800–1000 м. Преобладающее большинство речных долин испытало неоднократную переработку и обрело типично троговый облик. Поэтому в большинстве из них эрозионные и аккумулятивные формы рельефа, сформировавшиеся до оледенения и в периоды межледниковий, сnivelированы ледниками. Сохранились в долинах только высокие террасовидные уровни (рис. 7) выше 300 м и аккумулятивный рельеф послеледникового времени – свежие осыпные шлейфы, поймы, местами – низкие террасы до 4–5 м. Днища троговых долин выстланы галечно-валунным перловием размытых морен. На пойменных тер-

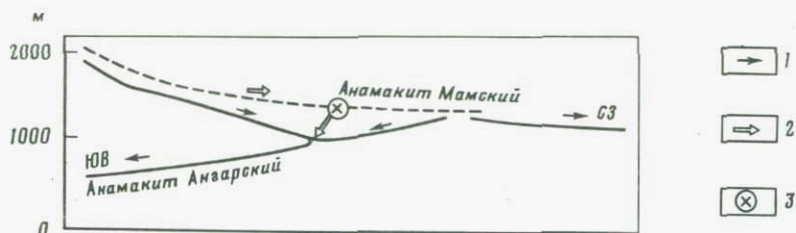


Рис. 6. Схема перехвата долины р. Анамакит Мамский р. Анамакит Ангарский (для наглядности определения высоты уровня перехвата продольные профили рек ориентированы в одном направлении)

1 — современные течения рек; 2 — древний участок р. Анамакит Мамского; 3 — место перехвата

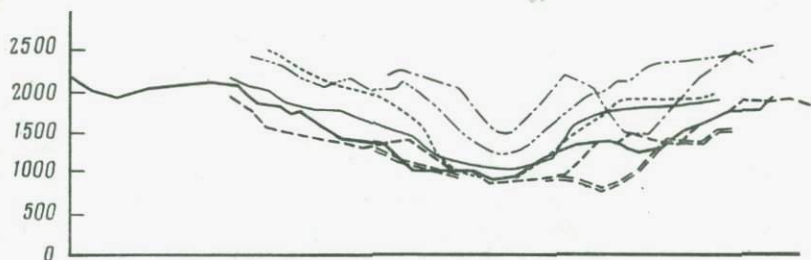


Рис. 7. Совмещенные поперечные профили верховьев долины р. Правая Мама

расках кое-где формируются трещинные полигоны, местами развивается термокарст. В целом уклоны рек 4–5 порядков довольно значительны, в верхнем течении падение продольного профиля составляет от 20–30 до 50–100 м на 1 км. Чем ниже порядок долин, тем больше крутизна их продольного профиля, а перепад высот увеличивается до 90–120 м/км и более, что видно из табл. 1. Эти долины нередко представляют собой настоящие каньоны глубиной до 800–1000 м и более. Днища таких долин узкие, загроможденные грубообломочными образованиями селеподобных потоков и перлювия морен в тех местах, где размывались ледниковые отложения. В таких каньонах вдоль подножий крутых и очень крутых склонов формируется сплошной осыпной шлейф.

Ледниковые формы рельефа и вопрос оледенения. В пределах Кичерского и Верхне-Ангарского хребтов в периоды плейстоценовых оледенений существовало несколько центров развития и распространения ледников. Из них самым крупным был Верхне-Кичерский, или Кичеро-Асиктинский, который располагался в зоне максимальных высот (2400–2600 м) в верховьях рек Кичера, Левая Мама, Асикта и Подкаменная (рис. 8). Этот центр питал ледники, спускавшиеся в сторону Байкальской, Верхне-Ангарской впадин Байкало-Патомского нагорья. Конечно-моренные валы этих ледников

Таблица 1

Река	Порядок	Верхнее течение, м/см	Среднее течение, м/км	Нижнее течение, м/км
Асикта	3	66	13	19
Подкаменная	3	72	50	8
Асеникта	3	83	20	30
Анамакит Мамский	3	90	20	15
Анамакит Ангарский	3	90	22	3
Огдында	2	150	71	60
Ручей Безымянный (восточнее р. Огдынды)	2	133	130	28
Улса	2	125	125	3

хорошо сохранились на Ангаро-Кичерской равнине в низовьях и приустьевых частях Подкаменной, Огдынды, Вершины Дармиков, Якчия и Анамакита Ангарского, а также в пределах Асектамурско-Майгундинского структурно-эрозионного понижения, которое отделяет внешнюю высокогорную ступень Верхне-Ангарской морфоструктуры от Байкало-Патомского нагорья. Развитию интенсивного оледенения в верховьях Кичеры способствовали не только максимальные высоты хребтов, но и благоприятные условия проникновения влажных воздушных масс в глубь горного массива по долине Кичеры со стороны Байкальской котловины и по долинам рек Нюседека и Чаа со стороны Байкало-Патомского нагорья. Здесь долины, ориентированные на юго-запад и северо-запад, служили подводными путями воздушных масс западного переноса.

Оледенение в Верхне-Кичерском центре было сетчатым, полупокровным с долинными ледниками древовидного типа. В распределении и питании ледников, формировавшихся на стыке Кичерского и Верхне-Ангарского хребтов, определяющую роль играла асимметрия переноса влажных воздушных масс, вызвавшая неравномерное распределение атмосферных осадков на склонах разной экспозиции. Почти во все эпохи оледенения ледники северо-западных, наветренных склонов, судя по их длине и направлению на юго-запад, северо-запад и север от этого центра, были более мощными (Кичерский, Чайский и др.), нежели ледники юго-восточных, подветренных склонов, где создавался дефицит влаги (ледники долин Подкаменной, Вершины Дармиков, Огдынды). Примером тому может служить простое сопоставление длины выдвигавшихся ледников по некоторым из этих долин. Так, Кичерские ледники достигали в длину 35-55 км, Лево-Мамские - 65-70 км, а ледники долины Вершины Дармиков - только 15 км, Подкаменной - 20 км. Иначе говоря, ледники наветренных склонов были в три раза больше, чем подветренных.



Рис. 8. Троговая долина в верховьях р. Левая Мама с подпрудным озером (на переднем плане каровое озеро переметного ледника последнего оледенения в верховьях р. Кичера). Фото Р.Ц. Будаева

Между тем экспозиция современных каров, приемственно развивающихся с эпохи последнего оледенения, не соответствует приведенному выше характеру распространения ледников. Об ориентировке устьев каров Верхне-Ангарского хребта можно судить из следующих данных.

Экспозиция	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Всего
Число каров,	31	55	57	52	24	39	18	25	301
%	~10	~18	~19	~16	~8	~13	~6	~8	100

Такая ориентировка свежих высоких каров показывает, что в эпоху последнего оледенения в формировании фирновых снежников и ледников главное значение имело метелевое перераспределение снега. Снег перемещался с наветренных склонов на подветренные и, скапливаясь в теневых глубоких карах, давал начало верхнеплейстоценовым сартанским ледникам. Интенсивное же развитие ледников на наветренных склонах отражает другую ситуацию распределения влаги, существовавшую во время более ранних эпох оледенения,

3. Зак. 449

когда депрессия снеговой линии достигала отметок 1100–1200 м. Метелевое перераспределение снега стало возможным при значительном повышении бывшей границы снеговой линии до 1700–1800 м и более, когда снег накапливался только в высокогорном поясе Верхне-Ангарского и Кичерского хребтов.

Северо-восточнее Верхне-Кичерского центра оледенения расположены другие центры – в районе верховьев Правой Мамы и Асеникты и на междуречье Асикуты и Анамакита. В этих центрах оледенение выражено не так ярко, как в первом. Хотя абсолютные высоты здесь не достигают 2400–2600 м и приурочены к высокогорным массивам, эти центры расположены в теневой стороне по отношению к направлениям переноса влажных воздушных масс.

Анализ 400 каров, расположенных в значительном интервале высот, свидетельствует о значительных колебаниях нижней границы снеговой линии в течение плейстоцена. В прилегающих районах Байкало-Патомского нагорья, расположенных в непосредственной близости от Верхне-Ангарского хребта, в ледниковые эпохи снеговая линия, по В.В. Домбровскому [24], находилась на высоте 1000–1200 м. По расчетам Э.Г. Коломыц [44], "уровень 365" на хр. Удокан лежит примерно на высоте 2800 м, а фактическое положение "уровня 365" ниже. В настоящее время высота снеговой линии на хр. Удокан расположена на высоте 2650 м, а древняя снеговая граница, вычисленная на основании данных о современном положении ледника на Удокане, равна 1200–1300 м. По аналогии с Удоканом и Байкало-Патомским нагорьем граница депрессии снеговой линии в пределах Верхне-Ангарского и Кичерского хребтов располагалась на высоте 1100–1200 м, очевидно, поэтому и наиболее низкие кары расположены на высоте 1200–1400 м. Количество их составляет 5% от общего количества сосчитанных каров. Это самые древние кары. Сохранность их плохая, морфологически они слабо выражены и большей частью представляют собой водосборные воронки, заваленные глыбовым материалом.

В интервале высот от 1500 до 1700 м находится 13% каров, имеющих среднюю сохранность. Самое большое количество каров (75%) расположено в интервале высот от 1700 до 2100 м. Они имеют морфологически свежий облик, классическую кресловидную форму, крутые тыльные стенки, озерную котловину и скалистый сглаженный ригель. Размеры каров варьируют в среднем от 0,3 до 0,8 км в диаметре, высота их стенок колеблется от 200 до 800 м. В привершинной части хребта в интервале высот от 2100 до 2300 м расположено 7% каров (рис. 9).

В высокогорной части Верхне-Ангарского и Кичерского хребтов развит резко расчлененный экзарационный рельеф (рис. 10) с его характерными формами – острыми карлингами, предельно узкими гребнями, карами и каровыми лестницами. В области развития плейстоценового оледенения поверхности склонов формируются совокупным действием флювиальных, ледниковых, нивально-водных и гравитационных процессов. Здесь преобладают склоны очень крутые (более 45°), скалистые с прямым и слабовыпуклым профилем, из-

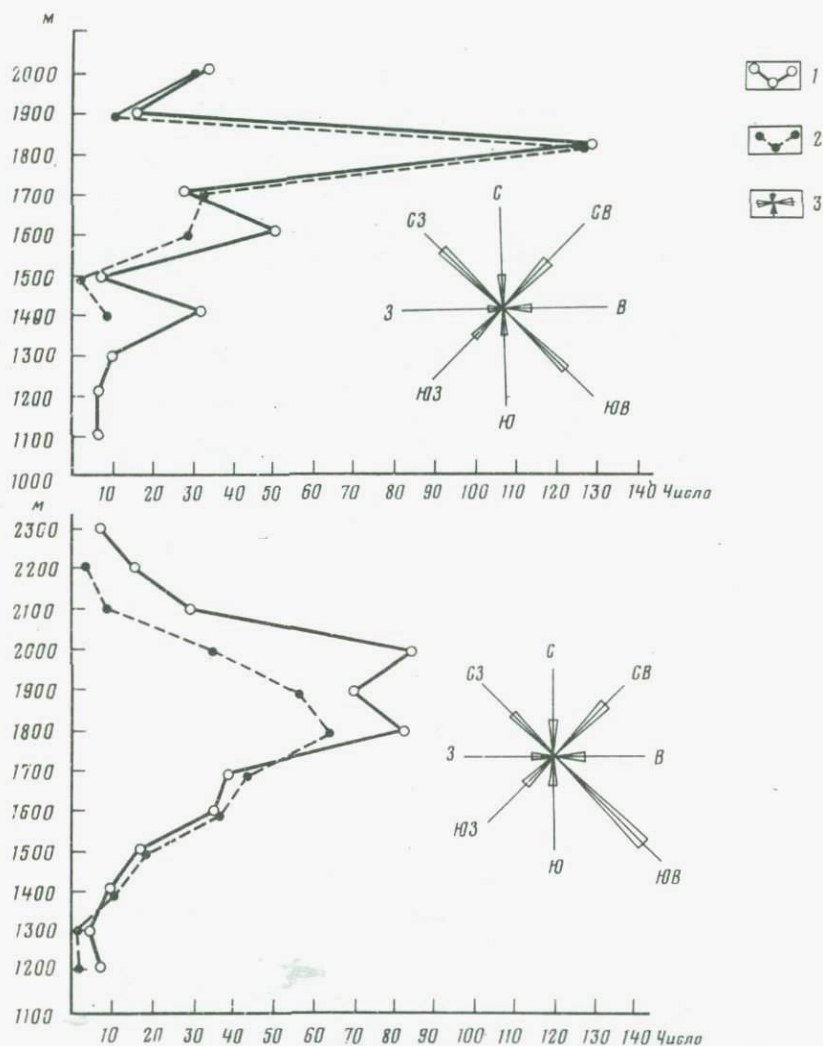


Рис. 9. Графики распределения ледниковых каров и каровых озер в альпийском рельефе Верхне-Ангарского и Северо-Муйского хребтов
 1 - кары; 2 - каровые озера; 3 - диаграмма ориентировки устьев каров

резанные ложбинами камнепадов, лавинными лотками и эрозионно-селевыми бороздами. Менее крутые склоны ($25-45^\circ$) формируются посредством осыпного и обвально-осыпного накопления.

Верховья троговых долин часто бывают представлены каровыми ступенями с цепочками разновысотных озерных котловин, разделенных ригелями или моренными валами. При этом невысокие стенки нижних каров частично разрушены в результате ледниковой

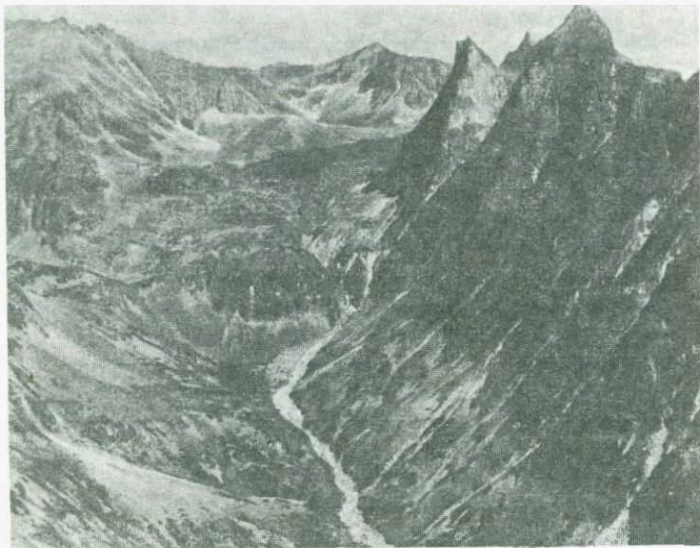


Рис. 10. Циркообразный ледоём и троговая долина в верховьях одного из правых притоков р. Кичеры, выше оз. Кулинда. Фото Р.Ц. Будаева



Рис. 11. Троговая долина древнего (самаровского) ледника в верховьях одного из притоков р. Подкаменной (на склонах видны результаты переработки делювиальными, обвально-осыпными и селевыми процессами). Фото Р.Ц. Будаева

деструкции, а склоны верхних сохраняют крутизну вследствие постоянного обрушения снежных карнизов и эрозионно-лавиной денудации. В верховьях рек Подкаменная и Кичера отмечено по четыре каровые ступени, а в основном в районе Верхне-Ангарского хребта преобладают двух- и трехступенчатые кары. В результате их разрастания в верховьях рек Асикта, Якчия и Кичера образовались участки слабохолмистого рельефа с моренами и ледниковыми озерами, так называемые ледоемы. Каровые озера, так же как кары, расположены на различных высотах (рис. 9).

Троговые долины четко отличаются от водно-эрозионных характерным U-образным поперечным профилем, выдержанным на всем их протяжении. Склоны трогов, крутые в верхней части, ниже становятся пологими из-за осыпных шлейфов и незаметно переходят в сравнительно широкое пологовогнутое днище долины (рис. 11). На склонах ясно выражены плечи трогов-уступов шириной до 30-40 м. Характерной особенностью ледниково-экзарационного рельефа являются "висячие" трюги, устья которых располагаются на различной высоте над уровнем днища основного трюга от 50-60 м до 200-250 м.

Баргузинская морфоструктура

Как было показано выше, Ангаро-Баргузинское междуречье является частью северного окончания крупной Баргузинской морфоструктуры. Внешний морфологический облик позволяет относить ее к поднятиям сводово-глыбового типа. Общая протяженность морфоструктуры 290 км, ширина ее поперечного сечения изменяется с юга на север довольно резко - от 30 км на междуречье Баргузин-Большая до 75-85 км в районе водораздела Томлуды, Фролихи, Светлой и Удлогны. Характерной особенностью морфологии поперечного профиля является асимметрия склонов на всем ее протяжении вплоть до северного окончания, где уровень высот становится относительно ровным. В южной части морфоструктуры наибольшие высоты водораздела (2600-2800 м) расположены ближе к восточному краю поднятия, отчего реки западного и восточного склонов имеют разную протяженность. В структуре хребта главную морфологическую роль играют разломы (как следствие неотектонических движений), а гидросеть является их морфологическим выражением. Тесная связь речной сети с разрывными нарушениями устанавливается путем сопоставления соответствующих диаграмм направлений. Сочленения элементарных долин также обусловлены сочетанием разрывных нарушений различных направлений. Прямолинейные отрезки расположенных друг против друга долин, взаимно сочетаясь, нередко выстраиваются в протяженные линеаменты, отражающие простирания трансорогенных зон трещиноватости и разломов регионального плана разрывных нарушений. Особенно четко, однако, выделяются северо-западные разрывы, морфологически выраженные линиями заложения наиболее крупных эрозионно-экзарационных форм вкрест простирания морфоструктуры, а также разрывы радиальных направлений на

ее северной оконечности. Здесь же размещены дугообразные долины рек Илокалуй и Правая Фролиха, огибающие по сопряженным зонам разломов отдельные блоки поднятия. При дешифрировании космодетектированных снимков для центральной части свода устанавливается блоковая структура типа "битой тарелки", а в северной его части наблюдаются понижение абсолютных высот и приуроченный к ним структурно-денудационный трог, заложенный вдоль оси свода по сопряженным отрезкам разрывных нарушений субмеридиональных направлений.

Северное окончание Баргузинского хребта представляет собой обширную высокогорную резкорасчлененную область без четко выраженного водораздельного гребня. Северные и западные склоны хребта ступенчатые, с высотой уступов ступеней до 500–700 м.

Первая – низкогорная ступень – расположена в высотном поясе 600–1000 м. Рельеф ее мягкий, сглаженный, слабо расчлененный, склоны преимущественно пологие и средней крутизны, моделированные склоновым смывом в виде мелкоовражного размыва и медленным гравитационным сползанием, покрытые темнохвойной тайгой с густым подлеском. Верхние части склонов крутизной до 30° покрыты закрепленными травянистой растительностью крупноглыбовыми россыпями.

Вторая – среднегорная ступень – выделяется в интервале высот от 1000 до 1600–1800 м. Это преимущественно гольцовая область с массивными прямыми и выпуклыми склонами большой и средней крутизны с отдельными останцами коренных пород и отвесными скальными стенками. Склоны покрыты сплошным плащом крупноглыбовых коллювиальных образований, изрезаны эрозионными ложбинами и лавинными лотками. Водораздельные гребни узкие. Часто на приводораздельных склонах северной и восточной экспозиции, в нивальных нишах, эрозионных ложбинах и других неровностях рельефа в течение всего лета сохраняются небольшие пятна снежников. Реки и временные водотоки в пределах среднегорья имеют V-образные долины.

Экзарационные формы рельефа. Самая верхняя ступень представлена высокогорным экзарационным рельефом: карами, карлингами, пилообразными гребнями и трогами (рис. 12). Большие абсолютные высоты благоприятствовали сохранению этих характерных форм древних оледенений. Оледенениями была охвачена большая часть Баргузинского хребта, а языки ледников выходили далеко в глубь Северо-Байкальской впадины. На западных склонах Баргузинского хребта оледенения не захватили лишь узкую полосу среднегорья и низкогорья шириной 3–7 км вдоль восточного побережья Байкала. На северо-западном и северном окончаниях Баргузинского хребта во внеледниковой зоне находились низовья Верхней и Нижней Акули, среднее течение Укшихты и левобережье Илокалуя. Интересные факты получены при наблюдении над экспозицией каров и их высотным распределением (рис. 13). Выявилось неравномерное, резко асимметричное по отношению к основным орографическим элементам территории распределение каров – большинство устьев каров ориентировано в северных, северо-восточных и юго-



Рис. 12. Альпийский резко расчлененный крутосклонный рельеф южного склона Верхне-Ангарского хребта (на переднем плане — ледниковый трог р. Огдынды)

восточных румбах. На графике распределения каров по высотам обрисовалось несколько ступеней — "пиков" скопления их на гипсометрических уровнях 1600, 1700, 1800 и 2000 м. При этом, как правило, кары, расположенные на низких гипсометрических уровнях, имеют дряхлый вид — полузасыпанные, обвалившиеся стенки, иногда заозеренные днища. Самые верхние кары хорошо сохранились. Одиночные кары встречаются обычно на различной высоте склонов трогов, а также лежат в верховьях коротких каровых долин. Наряду с одиночными карами широко распространены ступенчатые кары. Морфологически выделяются несколько типов ступенчатых каров. Первый тип состоит из простых каров, расположенных последовательно один над другим (рис. 14). Второй — является более сложным и представляет собой ступенчатую каровую долину. Третий тип представлен ступенчатыми цирками или амфитеатрами, часто включающими в себя первые два типа ступенчатых каров и достигающими 4–6 км в поперечнике. В большинстве случаев кары низких гипсометрических уровней по размерам уступают карам, расположенным выше по склону, "разъедающим" стенки первых и сохраняющим свежесть форм. Заозеренность каров с высотой постепенно убывает (рис. 13).

В верховьях Нижней и Верхней Акули, Светлой, Илокалуя и Правой Фролихи в интервале высот 1700±100 м и 2000±100 м вы-

Язы- муты	Число каров
С	171
СВ	131
В	70
ЮВ	112
Ю	71
ЮЗ	30
З	64
СЗ	109
Σ	758

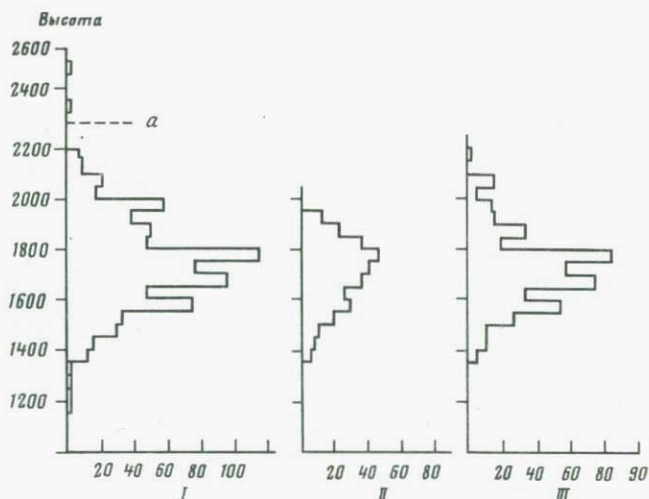
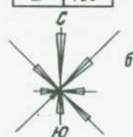


Рис. 13. График распределения каров и каровых озер Баргузинского хребта по высотам

a — современная снеговая линия на ледниках южных склонов хр. Кудар (Л. Н. Ивановский, 1976), *б* — ориентировка устьев каров Баргузинского хребта

I — кары; *II* — ступенчатые кары; *III* — каровые озера

деляются две выровненные поверхности, занимающие значительные площади. Местами они сохранились фрагментарно и представляют собой широкие площадки у подножий высоких скалистых гребней или плоские водораздельные вершины (рис. 15). Поверхность нижнего уровня сильно заозеренна и сплошь покрыта крупноглыбовым коллювиальным чехлом и моренными отложениями (верховья Светлой, Аку, Нижней Акули, системы озер Урел-Амут и Яныр-Амут). Вероятно, это днища огромных цирков — амфитеатров. Высокие пилообразные гребни, разделяющие соседние цирки, во многих местах прорезаны небольшими короткими трогами и широкими (до 1–2 км) низкими седловинами и перевалами, часто наблюдается снижение высоты задних стенок цирков на 200–400 м. В верховьях Илогири и Правой Фролихи пилообразных гребней не встречается, вершины сглаженные, со шрамами и бороздами ледниковой обработки и превышают днища каров всего лишь на 200–300 м. Высокая выровненная поверхность зафиксирована в междуречье Илокалуя и Светлой, Аку и Талы Светлинской, Намамы и Светлой. Она представляет собой широкие плоские водораздельные и привершинные части гор, нередко ограниченные крутыми склонами трогов и обрывистыми стенками каров. На этих относительно выровненных пространствах встречаются небольшие ступенчатые перегибы и отдельные невысокие вершины.

На уровне нижней выровненной поверхности лежат верховья троговых долин, начинающихся из коротких слепо оканчивающихся ка-

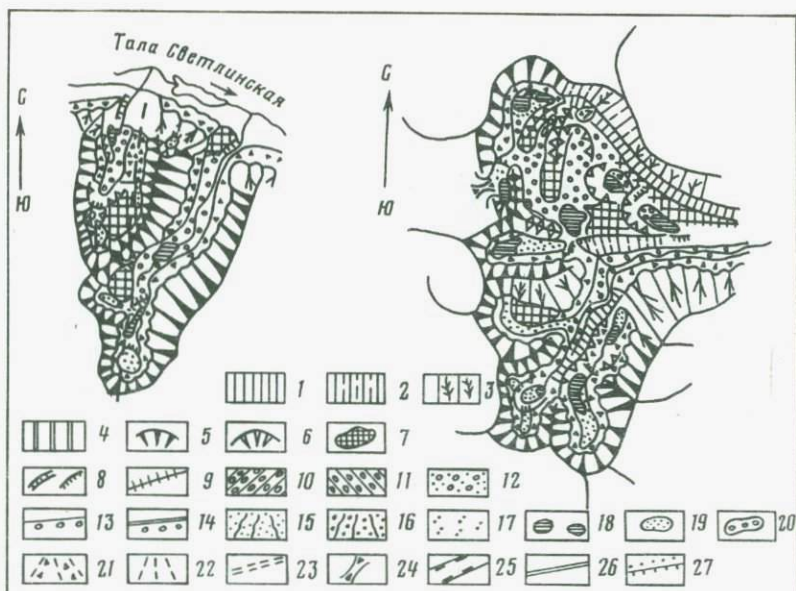


Рис. 14. Типы ступенчатых каров Баргузинского хребта

Склоны: 1 – очень крутые; 2 – крутые; 3 – средней крутизны; 4 – предопределенные новейшей тектоникой; 5 – каровые крутые; 6 – киров нижних ступеней; 7 – скальные останцы; 8 – обрывы, ригели; 9 – гребневидные водоразделы. Конечные морены: 10 – I оледенения, 11 – II оледенения, 12 – III оледенения; 13 – боковые морены I оледенения; 14 – боковые морены II оледенения. Флювиогляциальные отложения: 15 – I оледенения, 16 – II оледенения, 17 – III оледенения; 18 – ледниковые озера; 19 – днища каров; 20 – каровые морены; 21 – осыпи; 22 – пролювиальные отложения; 23 – маргинальные каналы; 24 – седловины, моделированные ледниками; 25 – "плечи" трогов; 26 – зияющие сеймотектонические трещины; 27 – "свежие" сеймотектонические уступы

ровых долин или чаще всего из обширных ступенчатых цирков. Как правило, последние имеют один или несколько сквозных перевалов в соседние долины. Троговые долины ориентированы в северо-восточных и северо-западных направлениях и в целом весьма прямолинейны, что позволяет связывать заложение доледниковых эрозионных долин с ослабленными зонами дизъюнктивных нарушений. О наличии такой системы разломов и большой активности их вплоть до настоящего времени свидетельствуют серии разломов вдоль бортов долин Верхней и Нижней Акули, Илокалуя и Светлой, зияющие тектонические рвы в верховьях Светлой, Верхней Акули и Правой Фролихи (рис. 16).

Троговые долины имеют характерный корытообразный поперечный профиль. По форме поперечного профиля их можно подразделить на два основных типа. К первому типу относятся небольшие высоко расположенные троговые долины рек первого порядка. Троговые скло-



Рис. 15. Бургузинский хребет. На переднем плане — реликтовый фрагмент доплиоценового педиплена в виде сохранившейся системы склон-педимент, охваченный молодым врезом. Фото Р.Ц. Будаева

ны выражены четко, очень скалисты, плечи трогов отсутствуют. С главными трогами они соединяются через приустьевую ступень высотой 150–300 м. Трoги подобного типа встречаются в верховьях Томпуды и Акуликана, к ним относятся некоторые левые притоки Верхней Акули и Талы. Второй тип поперечного профиля трогов характерен для рек второго и более высоких порядков. У трогов этого типа развиты наклонные плечи, представляющие собой остатки склонов древних долин или древних трогов. Эти наклонные плечи интенсивно переработаны склоновыми процессами, в верхних частях осложнены нивальными нишами и небольшими карами.

Характерной особенностью древнего ледникового рельефа является переуглубление трогов относительно троговых долин более древнего возраста. Эти висячие долины по морфологии можно подразделить на два типа: висячие долины с крутыми ступенчатými устьями и долины с устьями, уже переработанными послеледниковыми эрозийными процессами и имеющими в связи с этим порожистые устья с большими перепадами высот на сравнительно коротких расстояниях. К первому типу висячих долин относятся реки первого порядка, ко второму — реки второго и третьего порядков. В местах впадения боковых притоков наблюдается небольшое расширение главных тро-

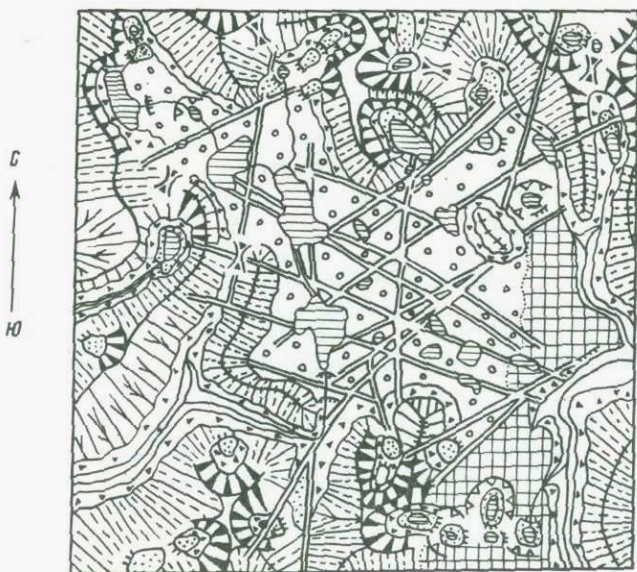


Рис. 16. Системы зияющих сейсмоструктурных трещин в верховьях рек Правой Акули и Талы Светлинской (условные обозначения см. на рис. 14)

гов и некоторое переуглубление их днщ, в связи с чем продольные профили трогов приобретают ступенчатость. Высота устьевых ступеней всячих долин первого типа достигает 150–300, второго – 80–120 м.

Аккумулятивные ледниковые формы рельефа. Ледниковые аккумулятивные отложения как вещественные данные для восстановления истории формирования и развития древних оледенений являются более надежными и однозначными, чем экзарационные формы рельефа, и анализ их совместно с последними позволяет проводить более точную палеорекострукцию.

Конечные, донные и боковые морены широко распространены в троговых долинах Баргузинского хребта, особенно тех, которые пересекают западные и северо-западные склоны Ангаро-Баргузинского междуречья. Хорошо выраженные конечно-моренные валы фиксируются в пределах Северо-Байкальской впадины, в районе выхода из гор рек Нижняя и Верхняя Акули и Акуликан, в разрезах мысов в заливах Фролихи, Аяя и др. Ледниково-аккумулятивные формы рельефа вне горной части подробно охарактеризованы в разделе "Северо-Байкальская морфоструктура". А здесь речь идет главным образом о моренах внутри горной страны.

Большой мощностью обладали и ледники р. Фролихи, двигавшиеся из центров оледенения в верховьях Светлой и Правой Фролихи, а такжелевой Фролихи и Ширильды. Троговые долинылевой и Правой Фролихи очень широкие (до 1–2 км), склоны крутые, ска-

листые. В формировании и направлении этих долин большая роль принадлежит разломам северо-восточной и северо-западной ориентировки, по которым, вероятно, произошло небольшое грабенообразное опускание. В последующем долины были переработаны ледниками в трюги. В месте слияниялевой и правой Фролихи произошло резкое расширение долины до 2,8 км и переуглубление дна. Немного ниже их слияния отложились конечные морены последнего оледенения, перегородившие всю трюговую долину. Выше этой плотины образовалось живописное подпорное озеро. Высота конечно-моренных валов 20–40 м. Следы более древнего оледенения сохранились в нижнем течении Фролихи в виде боковых морен и фрагментов конечно-моренных валов на мысах залива Фролихи. Мощность ледника максимального оледенения достигала 300–330 м, судя по высоте боковой морены и маргинальных каналов, отмечаемых на левом борту долинылевой Фролихи (рис. 17).

В долине Таксаки наблюдаются три конечно-моренных вала различной сохранности соответственно 60, 40 и 20 м. Небольшая морена мощностью 5–10 м лежит в среднем течении Укшихты.

Ледники, двигавшиеся по долинам Светлой, Томгуды и их притоков, имели большие мощности. Так, например, фрагменты маргинальных каналов и края плечей трюгов Томгуды сохранились на высоте 320 м выше дна реки, а ее левого притока – Ильбикайчи – на высоте 240 м. В верховьях р. Светлой плечи трюга фиксируются на 240-метровой высоте, а ниже устья Талы Светлинской они поднимаются до 360-метрового уровня. В районе впадения Чипчикона маргинальные каналы длиной 1,0–1,5 км встречены на высоте 280 и 400 м выше дна р. Светлой, правое плечо трюга сохранилось на высоте 360 м. Несколько выше устья Намамы, по левому борту трюговой долины р. Светлой, на высоте 160 и 240 м протягиваются маргинальные каналы длиной до 4,0–4,5 км, на противоположном борту плечо сохранилось на 240–260-метровой высоте, вниз по долине оно несколько снижается до 160 м.

Во время плейстоценовых эпох оледенения ледники р. Светлой, сливаясь с боковыми ледниками, резко увеличивались в мощности и продвигались далеко на восток вниз по долине. Конечно-моренные валы ледников сохранились в устье р. Илогирь, ниже устья Чипчикона, выше места впадения Намамы и в сквозном участке между долинами Светлой и Няндони. Конечная морена максимального оледенения лежит недалеко от устья Намамы, сильно размыта рекой, сохранилась в виде холмов высотой до 80 м. Фрагменты боковой морены наблюдаются на правом борту трюговой долины на высоте 100–240 м. На междуречье Светлой и Няндони конечно-моренный вал среднеледниковой эпохи залегает на высоте 150 м над дном долины р. Светлой. Большая высота нахождения морены указывает, что после отложения этой морены долина р. Светлой была переуглублена на 100 м в результате регрессивной эрозии со стороны низовьев или просто врезания вследствие поднятия.

Ледник последнего оледенения отложил морену в устье Талы Светлинской. Конечная морена Чипчикона лежит в долине р. Свет-

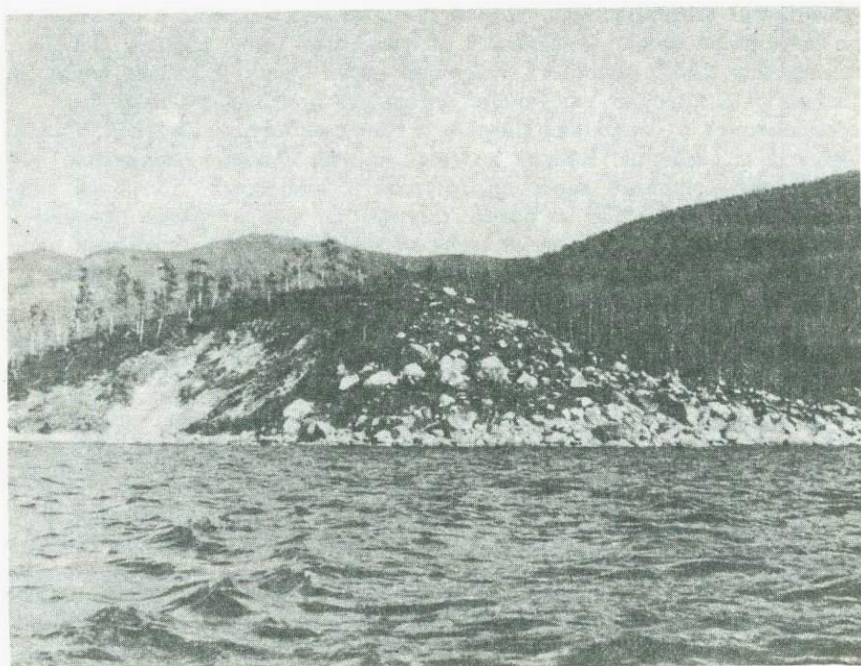


Рис. 17. Останец фронтального уступа конечного-моренного вала Фролихинского ледника первого верхнеплейстоценового выдвигания. Фото Д.-Д. В. Базарова

лой, которая в этом месте коленообразно огибает морену. Боковые морены Чипчикона имеют мощность 120–130 м, плечи трога расположены на высоте 200 м. На западном склоне горы Мивоки, расположенной напротив устья Чипчикона, сохранились четыре небольших вала напорных морен ледника долины р. Светлой, поднимающихся на высоту 150–160 м. В устье Илогири лежит конечная морена последнего оледенения мощностью около 80 м, фрагмент боковой морены этого же оледенения сохранился на левобережье р. Светлой. Строение морен повсюду однообразное. Они сложены супесчано-песчаным материалом с примесью гальки и валунов (до 30–40%) гранитоидов, слагающих центральные части Баргузинского хребта.

Определение высоты древней снеговой линии по варианту метода Гефера, разработанному Ю.Ф. Чемяковым [79] для трогов, в которых существовали простые ледники, показало, что на западных и северо-западных склонах Баргузинского хребта она опускалась до 1230 м (реки Верхняя и Нижняя Акули, Правая Фролиха) и даже 1170 м (р. Левая Фролиха). В восточной части Ангаро-Баргузинского нагорья снеговая линия лежала выше на 320–380 м (реки Светлая, Илогирь и др.). Обобщая все приведенные данные по экзарационным и аккумулятивным формам рельефа, можно сказать, что

оледенение Баргузинского хребта было неравномерным и охватывало преимущественно западные и центральные части хребта. Первое оледенение было, вероятно, полупокровного типа. Большие ледяные "шапки", из которых выступали отдельные высочайшие вершины, образовались в верховьях Нижней и Верхней Акули, Светлой,левой Фролихи и Томпуды. Вблизи краевых частей нагорья оледенение носило горно-долинный характер. Мощность некоторых долинных ледников достигала 300 и более метров. Второе и третье оледенения были менее мощными, ледники образовывались в огромных ширках в верховьях трогов и нередко перетекали в соседние долины. Последняя стадия третьего оледенения была каровой.

Восточная часть Ангаро-Баргузинского нагорья (междуречье Богодикты - Светлой - Намамы) непосредственно не подвергалась оледенению, но в значительной степени испытала на себе влияние плейстоценового похолодания. Рельеф этой краевой зоны оледенения высокогорный, с редкими небольшими карами, с широкими ступенчатыми водоразделами и массивными выпуклыми склонами, моделированными солифлюкционными и гравитационными процессами. На пологих приводораздельных склонах встречаются нагорные террасы и крупноглыбовые россыпи.

Эрозионные формы рельефа. В долинах р. Светлой и ее крупных притоков широко развит комплекс аккумулятивных террас. Пойменная терраса высотой до 1,0 м протягивается неширокой полосой вдоль русел рек и в зависимости от водного режима и местных условий аккумуляции имеет различное строение. В верхнем течении Светлой она имеет небольшую (до 100 м) ширину и сложена плохосортированными валуно-галечными отложениями с примесью песка. На участке подпора мореной ручья Чипчикон (от р. Илогири до Чипчикона) пойма значительно расширяется (до 1 км) и ее аллювий приобретает мелкозернистый состав - пески, илы и мелкий галечник. Далее вниз по долине вплоть до устья р. Светлой она сложена песчано-галечно-валунным материалом. Надпойменные террасы в долине р. Светлой появляются ниже устья Иномакита. На участке от р. Иномакит до р. Октокиткан прослеживаются две террасы высотой 1,5-2,5 и 4,0-7,5 м, шириной соответственно 200 и 500 м, сложенные плохосортированным материалом - супесью (40-50%), галькой (20-30%) и валунами (20-30%). Ниже устья Улюга появляется 20-метровая терраса, протягивающаяся неширокой полосой (до 300-400 м) по правобережью р. Светлой, сложена она несортированным материалом, состоящим из серой супеси и разнозернистых песков (30-40%), гальки (15-20%) и валунов (40-50%), достигающих в поперечнике 1,0-1,2 м.

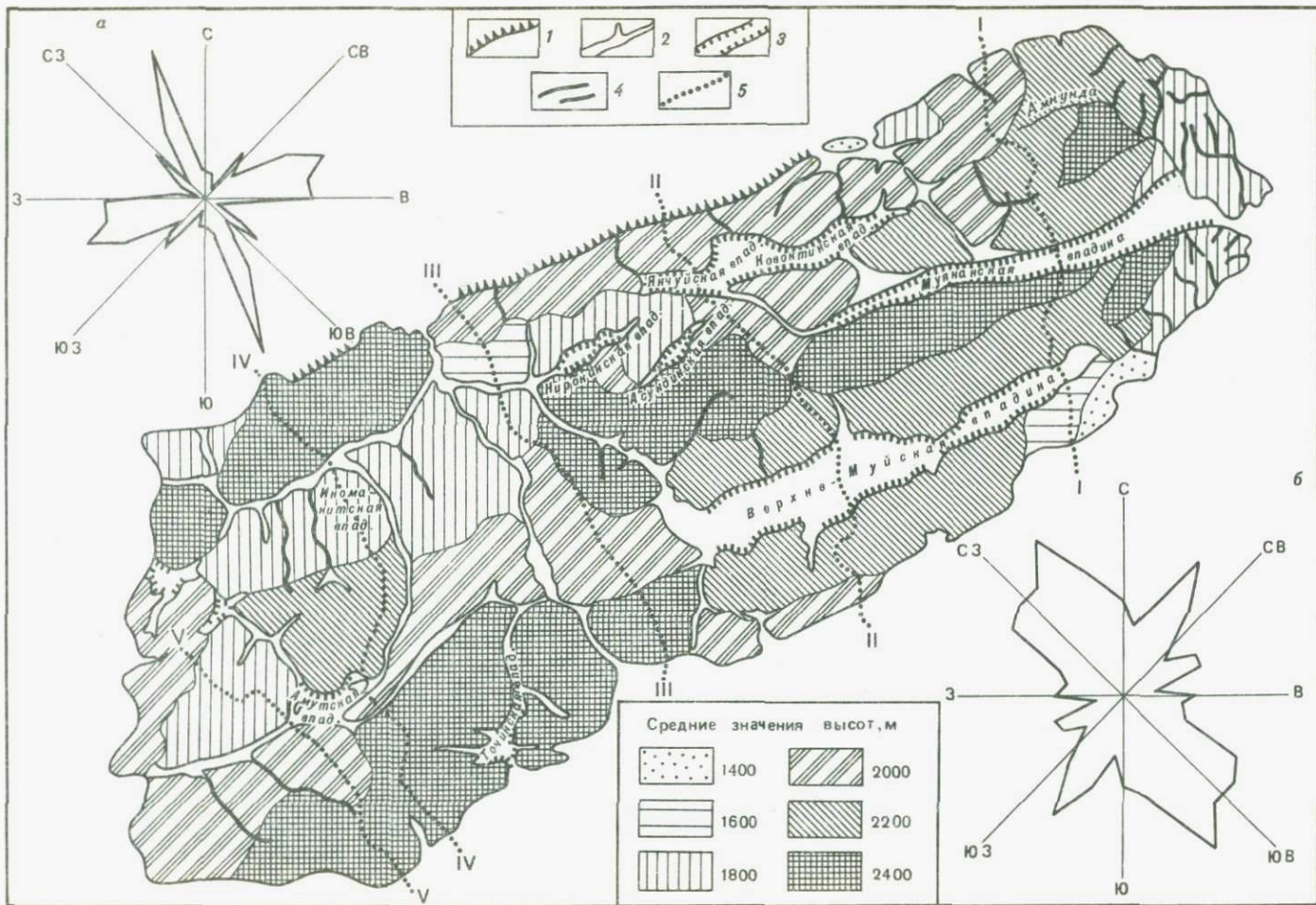
На участке между р. Октокиткан и р. Акушанда имеются четыре надпойменные террасы высотой 2,0; 3,5-4,0; 7-8 и 12 м. Общая ширина их составляет 2-3 км, сложены они плохосортированными валуно-галечными и супесчаными (до 40-50%) отложениями. В дельте р. Светлой встречаются лишь две надпойменные террасы высотой 2,0 и 5,0 м. Первая из них протягивается узкой полосой вдоль русел Светлой и Акушанды, всю остальную площадь (50 км²) зани-

мает высокая терраса. В строении террас наблюдается постепенное уменьшение доли крупнообломочного материала вплоть до полного исчезновения. Кроме нижнего течения р. Светлой, надпойменные террасы встречаются лишь в долинах Илокалуя и Намамы. Надпойменная терраса р. Илокалуй высотой 1,7 м появляется ниже устья Асьпачи, общая ширина ее достигает 800 м, сложена она валунно-галечно-песчаными отложениями. В долинах остальных рек имеются лишь узкие пойменные террасы. Они обычно сложены несортированным крупнообломочным материалом.

Муйская морфоструктура

Муйская морфоструктура с северо-запада отграничена от Верхне-Ангарской впадины крупным Северо-Муйским разломом. В северо-восточной половине она распадается на три орографически выраженных хребта и две межгорные впадины. Это Северо-Муйский, Муяканский, Южно-Муйский хребты, сопряженные с ними внутригорные впадины (Верхне-Муйская и Муяканская), а также цепь мелких приразломных впадин на продолжении Няндоинской зоны. К юго-западу, в районе междуречья Муи и Котеры, их морфологическая выразительность резко исчезает, за исключением узкого поднятия Северо-Муйского хребта. Здесь впадины замыкаются высоким (до 2500 м) Муя-Котерским водоразделом, расположенным вкрест простирания системы параллельных хребтов и впадин. Горный рельеф юго-западного окончания морфоструктуры более изометричен, он подчинен как продольным, так и поперечным и радиальным направлениям разрывных нарушений по отношению к ее очертаниям. Эти две части, казалось бы асимметричные в плане, наводят на мысль о том, что их развитие шло существенно разными путями. Однако если принять, что Верхне-Муйская впадина, Муя-Янчуйский структурно-эрозионный трог (в районе Котеры) и Няндоинская зона разломов с цепью эмбриональных впадин представляют единый диагональный структурный шов, то морфоструктура в плане разделится на две равные, симметрично обращенные части пятого порядка, очертания которых (с некоторой долей допущения) имеют булавовидную форму (рис. 18). Подобная же закономерность усматривается и для Ангаро-Муйского междуречья, где диагональный структурный шов вдоль Муяканской, Янчуй-Ковоктинской и Нироканской внутригорных впадин рассекает поднятие на две симметрично обращенные части уже шестого порядка.

По данным морфометрического анализа топографических карт, вдоль орогенных разломов северо-восточного направления отмечаются довольно выдержанные амплитуды на всем их протяжении. Между поднятием Северо-Муйского хребта над серией мелких отрицательных структур вдоль Няндоинской зоны разломов они равны 500–600 м. К юго-востоку, параллельно зоне, по разломам, обеспечивающим морфологическое обособление Муяканского хребта и сопряженных с ним внутригорных впадин, наблюдаются амплитуды в 200–300 м. А вершинная поверхность Муяканского хребта относительно дна Муяканской впадины поднята на 1000–1600 м.



Все горное сооружение в поперечном профиле слабо асимметрично (рис. 19). Максимальные отметки смещены к юго-восточному краю. Судя по внешнему облику морфоструктуры, можно констатировать различные пути развития для юго-западной и северо-восточной ее частей. Более динамичными, очевидно, были условия развития северо-восточной. Горные хребты в сочетании с сопряженными впадинами образуют здесь рельеф асимметричного поперечного профиля с общим уклоном поверхности к северо-западу под углом в 1° . При этой величине от гребня Северо-Муйского хребта до гребня Южно-Муйского, на расстоянии в 90 км развивается превышение более 500 м. Радиус кривизны поперечного профиля поднятия составляет 700 км. Хребты-поднятия представляют здесь высотные ступени, определяющие асимметрию свода. Главный водораздел высотой до 2400–2500 м представляет Южно-Муйский хребет, внутреннюю горную ступень в 2200–2300 м – Муяканский хребет и внешнюю 2000 м – Северо-Муйский. Юго-западная часть морфоструктуры на Муя-Баргузинском междуречье также асимметрична, но в отличие от северо-восточной гораздо более монолитна. Поднятие Северо-Муйского хребта здесь обособлено Няндоинской зоной разломов, максимальные высоты тоже смещены к юго-восточному краю морфоструктуры и приурочены к гребню Южно-Муйского хребта. К северо-западу отмечается понижение и образуется среднегорье вдоль правого борта долины Няндоин. Среднегорный рельеф Котеро-Баргузинского междуречья высотой 1800–2000 м развит на юго-западном окончании морфоструктуры, на продолжении Баргузинской впадины и может быть связан с ней пространственно и генетически. Возможно, в ходе становления морфоструктуры свода, развитие его юго-западного окончания сдерживалось постоянной тенденцией к опусканию под влиянием разрастания с юга Баргузинской впадины. В результате здесь формировался рельеф, отстававший в своем поднятии от обрамляющего высокогорья вплоть до Няндоинской и Котерской зон разломов.

Северо-Муйский хребет является крупной орографической единицей, представляющей внешнюю горную ступень Муйской морфоструктуры. Его общая протяженность более 200 км. На юго-западном фланге он примыкает к Баргузинскому хребту. В гипсометрическом отношении это одна из наиболее высоких его частей с абс. отметками 2300–2500 м. Осевая линия юго-западной части несколько смещена к юго-востоку, переход к Верхне-Ангарской впадине здесь постепенный, через полосу среднегорья. К северо-востоку северо-западный склон хребта резко обрывается в сторону впадины сбросовым уступом. Относительные превышения его высоты над уровнем дна Верхне-Ангарской впадины достигают 1000–1400 м.

Рис. 18. Общая схема и детали строения морфоструктуры Муйского сводово-блокового поднятия (условные обозначения см. на рис. 4)

а – диаграмма трещиноватости пород в приустьевой части р. Янчу-кан, б – диаграмма направления речных долин

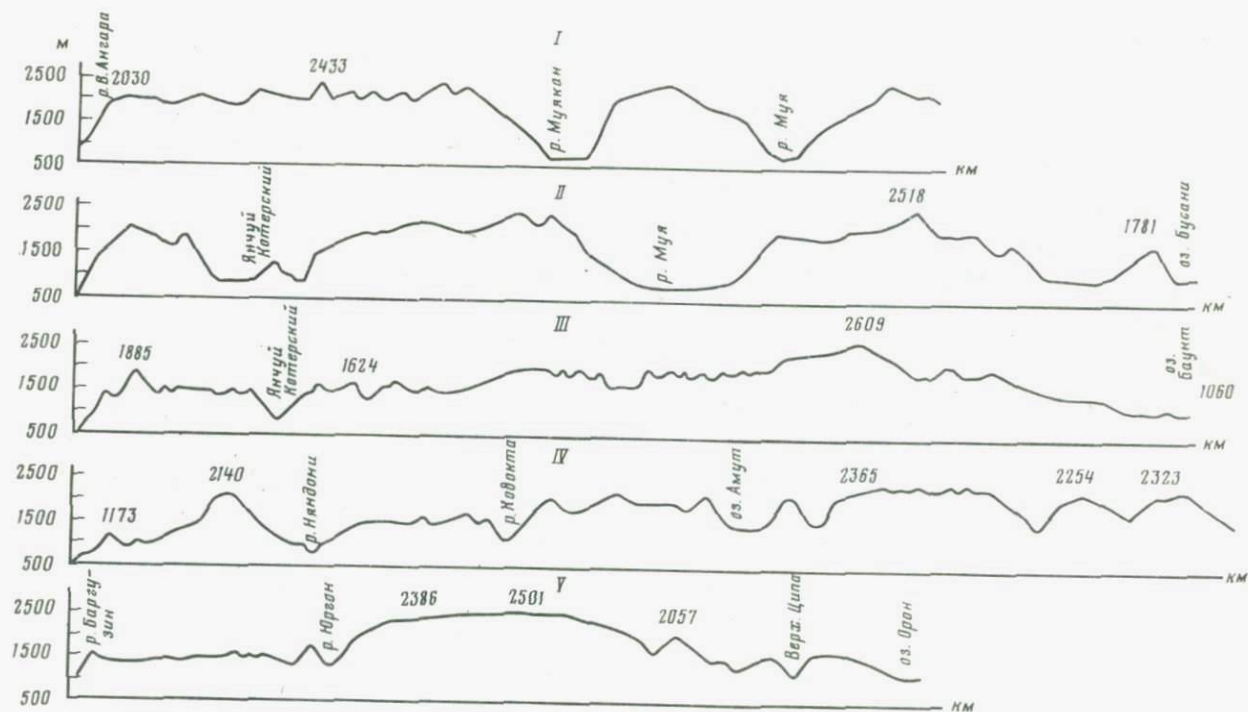


Рис: 19. Гипсометрические поперечные профили через Муйскую морфоструктуру (по линиям I-V на рис. 18)
 I - по азимуту 340°; II - по азимуту 330°; III - по азимуту 325°; IV - по азимуту 335°; V - по азимуту 310°. Масштаб: горизонтальный 1 : 500 000; вертикальный 1 : 150 000

Южная граница хребта не имеет таких четко прямолинейных очертаний, хотя и хорошо выражена. Наиболее четкие очертания она имеет на северо-восточном фланге вдоль борта Муяканской впадины. Своеобразен рельеф центральной части хребта вдоль внутригорных впадин — Ковоктинской, Янчуйской; Нироканской и Асиндинской, относительно отстававших в развитии от окружающих горных массивов. Долины рек во впадинах расширяются, реки меандрируют, наблюдаются следы разгрузки древних ледников. Верховья многих рек представляют здесь широкие заболоченные мари; по долинам рек четвертого и пятого порядков, таким, как Котера и Янчуй, распространен комплекс эрозионных и аккумулятивных террас. Водоразделы в центральной и юго-западной частях хребта имеют сглаженные очертания с фрагментами поверхностей выравнивания в интервале высот от 1800 до 2000 м. Здесь даже наиболее высокие вершины имеют округлые формы. Крутые гравитационные, обвально-осыпные склоны характерны для районов плейстоценового оледенения, высоко поднятых блоков и сбросового уступа бортового обрамления впадины. У их подножия развиты крутые коллювиальные шлейфы. Широко распространены склоны средней крутизны, моделированные временными потоками и мерзлотно-солифлюкционными процессами. Южно-Муяканский хребет, являющийся юго-восточным внешним главным орографическим ограничением или краем Муяканской морфоструктуры, имеет наиболее высокие отметки — 2400–2600 м. Он имеет хорошо выраженный гребень с резко выраженным экзарационным рельефом. На юго-западе сочленяется с Икатским хребтом.

На северо-востоке, юго-западной Акукан, периклиналиное окончание Муяканской морфоструктуры примыкает к Акукан-Келянской структурной седловине. В рельефе оно выражено дугообразно-концентрически расположенными водоразделами Амнунды-Сунукита-Акукана. Его же фрагментом является оконечность Муяканского хребта, замыкающая Муяканскую морфоструктуру с востока и юго-востока. Целостность замыкания периклинали Муяканского сводово-глыбового поднятия нарушает отрицательная морфоструктура Муяканской внутригорной впадины. Однако характерно, что и она перекрыта на выходе низкогорной перемычкой, замыкающей Муяканскую морфоструктуру на северо-востоке. Для этой части Муяканской морфоструктуры свойственна сильная расчлененность, но на водоразделах сохранились реликты поверхностей выравнивания. Она расколота на множество изометричных блоков различной величины, ограниченных разрывами-блокоразделами пяти основных направлений: СЗ — 320–340°; СВ — 40–50°; ВВ — 55–60°, субширотным и субмеридиональным. Очевидно, морфологическая роль в данном месте принадлежит разрывным нарушениям всех указанных направлений, поскольку периклинали свода имеет структуру "битой тарелки". Разноамплитудные перемещения привели к существенным различиям в энергии рельефа соседних блоков, определив тем самым мозаичность геоморфологического ландшафта. Так, в пределах блоков с максимальными абсолютными высотами от 2000 до 2400 м и выше развит резко расчлененный крутосклонный эрозионно-нивальный рельеф с нивальными карами, развившимися

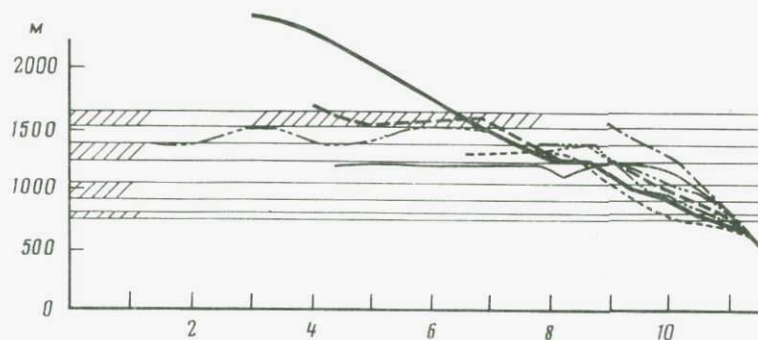
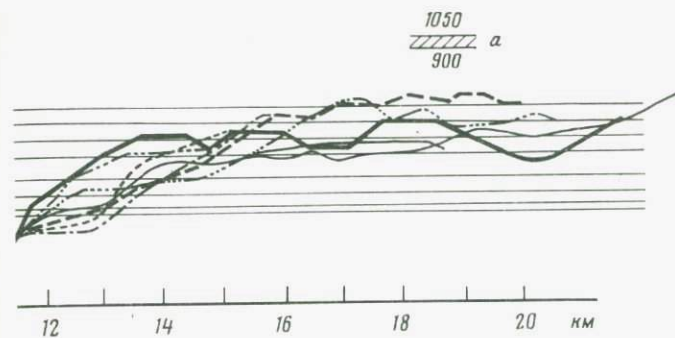


Рис. 20. Совмещенные поперечные профили долины р. Котеры
а — характерные уровни

ся в понижениях водосборных воронок. Для умеренно поднятых блоков характерен среднегорный рельеф преимущественно двух подтипов: 1) расчлененный эрозионно-нивальный с резковыпуклыми гребнями, развитый на высотах от 1500 до 2000 м в пределах дробленых блоков или блоков, инкрустированных препарировкой древних геологических структур и 2) слабо расчлененный эрозионно-нивальный рельеф, развитый на массивных блоках с абс. отметками от 1000 до 1500 м. В вершинном поясе как одного, так и другого подтипа развиты нивальные нагорные террасы до двух ярусов, характеризующих этапы снижения снеговой границы в периоды максимального и постмаксимального оледенения. Однако в пределах резковыпуклого подтипа их значительно меньше, чем в низком среднегорье, где они распространены весьма широко. Среди верхнего яруса нивальных поверхностей среднегорья часто встречаются фрагменты поверхности выравнивания, поднятия на разную высоту. Характерной особенностью всего горного сооружения является более древнее заложение речной сети по отношению к его главным орографическим элементам, что резко отличает его от других горных районов Станового нагорья. Поскольку вопросам времени заложения и перестройки речной сети всего района в целом, в том числе и Муйской морфоструктуры, посвящена специальная глава, ниже мы ограничимся описанием долинного комплекса эрозионных и аккумулятивных террас по ее основным крупным рекам.

Эрозионные формы рельефа. Всю морфоструктуру в поперечном направлении пересекают долины Котеры и ее притока Иномакита, берущих начало в Южно-Муйском хребте. Северо-Муйский хребет пересекает также долины Янчуя Котерского и Янчуя Ангарского, истоки которых расположены в Муяканском хребте. Кроме того, в Муяканском хребте много долинообразных сквозных участков эрозионного происхождения, заложенных в поперечном направлении относительно его продольной оси. О древности заложения Котеры и ее притоков свидетельствует наличие комплекса высоких террасовидных эрозионных уровней в долинах горного соору-



жения (рис. 20). Сохранившиеся фрагменты разновысотных уровней характеризуют этапы выравнивания в ходе его прерывистого поднятия. Относительные их высоты над днищем современной долины составляют следующий ряд: 1000–1100, 700–800, 500–600, 100–150 м, которым соответствуют абсолютные высоты 1500, 1200–1300, 700–800, 600 м. По этим поверхностям устанавливается четыре основных этапа поднятия, между которыми выделяются промежуточные уровни врезания. Два верхних уровня представляли обширные поверхности выравнивания, когда ширина долины Котеры достигала 15–20 км, и, очевидно, относятся к раннеорогенным дорифтовым этапам поднятия. Нижний комплекс формировался уже в ходе интенсивного врезания, и на некоторых поверхностях его сохранился древний аллювий. По сути эти уровни представляют собой фрагменты высоких эрозионных и цокольно-аккумулятивных террас. В совокупности с аккумулятивными уровнями они составляют террасовый ряд Котеры из десяти террас. Эти террасы были детально изучены сотрудниками ЦНИГРИ (Набровенков и др., 1968 г.). Ниже приводится их краткая характеристика, составленная на основании этих материалов и наших собственных работ.

Первая терраса высотой 5–7 м широко развита по долинам Няндоли и Котеры. Наиболее типичный разрез аллювиальных отложений описан в долине Котеры, в 20 м выше устья Тахтыкана, который состоит из (сверху вниз):

- 1) почвенно-растительного слоя;
- 2) валунно-галечных отложений, слабосортированных, с обильным количеством плохоокатанного обломочного материала с песком и гравием. Мощност 5 м.

Спорово-пыльцевой спектр низов отложений характеризует растительность, типичную для тундры, и представлен спорами папоротников и плаунов, горноальпийских и тундровых видов. Пыльца древесных не превышает 5%, преобладает карликовая березка. Единичная пыльца травянистых представлена польноью и лебедовыми. Такая флора типична для холодных и относительно сухих климатических условий, что может свидетельствовать о формировании отложений в ледниковую эпоху. Выше по разрезу в спорово-пыльцевых спектрах преобладают споры (44–80%), количество пыльцы древесных

и кустарников увеличивается до 13–15%. Среди древесных преобладает пыльца сосны (73–80%), много пыльцы сибирского кедра (9–21%), встречается пыльца кустарниковой березы, ольхи, единично – ели. Приведенные спорово-пыльцевые спектры из валунно-галечных отложений в совокупности с литологическим строением и условиями залегания позволяют предположить, что формирование отложений происходило в сартанскую ледниковую эпоху, возможно, в ее заключительную фазу.

Вторая терраса высотой 9–12 м больше распространена в долине р. Няндони. Отложения вскрыты вдоль левого склона долины ниже р. Усмун, в уступе аккумулятивной террасы. Ее слагают (сверху вниз):

1) щебнисто-галечные образования с песчано-илистым заполнителем, мощность 0,5–1,0 м;

2) галечники разнообразного петрографического состава, состоящие из средней и крупной гальки 2–3 классов окатанности. Отложения слоистые за счет прослоев песка, местами – щебня. Слоистость горизонтальная и наклонная, нечетко выраженная, мощность 11 м.

Отложения характеризуются спорово-пыльцевыми комплексами, типичными для межледниковья (господство темнохвойных пород), очевидно, каргинского. По сравнению со спектрами казанцевского межледниковья здесь отсутствует пыльца широколиственных. По-видимому, каргинское межледниковье было более прохладным и влажным, о чем свидетельствует увеличение роли пыльцы ели.

В долине р. Котеры аналогичные отложения не обнаружены.

Третья терраса (высотой 15–20 м) в долинах Няндони и Котеры развита значительно меньше. В долине Котеры она сложена средне- и мелкозернистыми песками желтого цвета мощностью до 12–15 м. Вся толща характеризуется однородностью тонкого, хорошо отсортированного материала. В долине Няндони терраса сложена хорошоокатанными галечниками, единичными валунами. Заполнитель – средне- и крупнозернистые пески серого цвета, составляющие около 40%. В долине Котеры, в Мивокской впадине, песчано-илистые отложения слагают 20-метровую террасу. Они залегают на более древних валунных галечниках и условно отнесены к зырянскому горизонту согласно морфологической позиции по отношению ко всем остальным террасам.

Четвертая терраса эрозионно-аккумулятивная, высотой 40 м развита главным образом в среднем и частично в нижнем течении Няндони, а также по долине Котеры. Разрез ее отложений известен в левом борту долины Няндони, между притоками Бюгодикта и Яксаков. Он имеет следующее строение (сверху вниз):

1) суглинок коричнево-желтый с мелкой редкой галькой мощностью 0,4 м;

2) галечники, представленные крупным галечником и валунным материалом хорошей окатанности (3 класс) со средне- и крупнопесчаным заполнителем. В основании толщи отложения желтые, обохренные мощностью 2,5 м.

Ниже залегают коренные породы (сланцы няндонинской свиты верхнего протерозоя).

Условия накопления аллювия характеризуются спорово-пыльцевыми комплексами, в которых преобладает пыльца древесной растительности (50–60%). Она представлена кедром, елью и березой. Состав спор и пыльцы указывает на климатические условия межледниковья. Та же аккумулятивная терраса развита на левобережье р. Няндонь, между устьями Нерунгды и Иномакита. Разрез отложенный представлен мощной толщей хорошоокатанных валунов гранита, связанных крупнозернистым песком. На отрезке между притоками Бирея и Кокунда разрез террас представлен галечниками. В верхней части разреза галечники состоят из среднего и крупного хорошоокатанного материала. Ниже по разрезу появляются валуны до 0,2–0,4 м в диаметре. Заполнитель песчано-гравийный, к основанию также укрупняется до гравийного. Галечник разного петрографического состава и хорошей окатанности (3 класс). В спорово-пыльцевых спектрах, полученных из отложений, отмечается постоянное преобладание древесной пыльцы. Темнохвойные леса состояли главным образом из сибирского кедра с участием сосны обыкновенной и в меньшей мере – ели и пихты. В незначительном количестве присутствует пыльца широколиственных пород: лещина до 5–7% и единичные зерна *Ulmus*, *Acer*, *Carpinus*, *Quercus*. По всему разрезу встречается пыльца кустарниковой березы. Травянистые растения составляют небольшой процент (до 15–20%) и представлены большим видовым разнообразием. Флористический состав в целом отражает эпоху длительного межледниковья с умеренно-теплым и влажным климатом. Содержание споровых колеблется от 20 до 40%, среди них преобладают папоротники, к верхам разреза увеличивается процент сфагновых мхов (до 20%). В Северном Прибайкалье темнохвойная тайга с участием широколиственных характерна для наиболее теплого межледниковья плейстоцена – казанцевского.

Пятая терраса высотой 50–80 м распространена на обширной площади в долинах Няндони и Котеры. Ее аллювий представлен галечниками, состоящими из хорошоокатанных галек и редких валунов различного петрографического состава. Разрез аллювия террасы вскрыт в долине р. Котеры в 1,5 км от устья р. Мивоки, он состоит из трех горизонтов. Нижний горизонт представляют (снизу верх):

- 1) валунные галечники разного состава с линзами мелкозернистых илистых песков и прослоями мелкой гальки; мощность 2,5 м;
- 2) пески светло-желтые, среднезернистые полимиктовые с прослоями гравия и мелкого галечника; мощность 1,5 м;
- 3) галечник хорошей и средней окатанности, разнообразного петрографического состава с песчаным заполнителем серовато-желтого цвета; мощность 1,2 м.

Для аллювия этой пачки характерны сравнительно хорошая окатанность и большое количество устойчивых минералов. Спорово-пыльцевой спектр состоит из сибирского кедра и березы с участием ели, обыкновенной сосны и небольшой примеси широколиственных пород (бук, липа). Большое содержание трав (злаки, полынь и разно-

травье) указывает на то, что в период осадконакопления наряду с лесами были степные участки.

Средний горизонт террасы сложен преимущественно слоистыми песчано-галечными отложениями мощностью 14,5 м. Пески мелкозернистые, полимиктовые. Галечники слагают основную часть толщи, представлены хорошоокатанной галькой разнообразного петрографического состава. Низы этого горизонта характеризуются спорово-пыльцевыми комплексами безлесых ландшафтов типа перигляциальных степей, имевших широкое распространение в ледниковые эпохи. Первое резкое похолодание, отмеченное в террасовом ряду после нижнего плейстоцена, позволяет датировать эти образования началом среднего плейстоцена. Верхние слои горизонта характеризуются преобладанием пыльцы древесных пород и кустарников (44%), среди которых преобладает сосна (3,9-59%) и береза (28-46%), меньше сибирского кедра (10-1%). Травянистые растения представлены в основном злаками (10-79%) и разнотравьем (12-20%). Судя по составу спорово-пыльцевого спектра, климат был несколько мягче, чем в период накопления нижних слоев, однако тоже довольно суровым. Возможно, здесь зафиксированы внутрицикловые климатические колебания, характерные для любого отрезка плейстоцена.

Верхний горизонт осадочной толщи пятой террасы представлен мелкозернистыми илистыми песками (мощность до 12 м), слоистыми за счет тонких прослоев илов. В нижней части горизонта пески разномзернистые, с мелкогалечными прослоями. В спорово-пыльцевом спектре нижней части преобладают пыльца травянистых растений (30-99%) и споры (5-65%). Пыльца древесных пород и кустарников встречается в незначительном количестве (3-16%) и представлена кустарниковой березой и сосной. В группе травянистых растений преобладает пыльца лебедовых (55-89%) и полыней (9-40%). Пыльца злаков и разнотравья присутствует в подчиненном количестве и во всех образцах. Споры представлены в основном папоротниками (60-100%). Спорово-пыльцевые спектры вновь свидетельствуют о существовании безлесых ландшафтов, возможно, перегляциальных степей с большим участием лебедовых, что характеризует сухой и холодный климат. Такие условия могут быть сопоставимы с началом самаровской ледниковой эпохи среднего плейстоцена.

По долине р. Няндонь, в устье р. Нальманак, 60-80-метровая терраса сложена грубообломочными и слабоокатанными плохосортированными отложениями. Здесь вскрываются (сверху вниз):

- 1) глина желто-серая с включением крупных слабоокатанных валунов размером 0,8-1,0 м в диаметре, мощность 2,5 м;
- 2) песчано-галечные отложения, состоящие из крупной гальки и грубозернистого песка с дресвой и мелким щебнем. Сортировка материала слабая, мощность слоя 19 м;
- 3) щебень пород коренного шоколя, сложенного туфогенными сланцами. Спорово-пыльцевые спектры рыхлых образований отражают растительные ассоциации, типичные для тундро-степей. Мореноподобный характер отложений, геоморфологическое положение и холодные климатические условия по спорово-пыльцевому комплексу позво-

ли О.С. Набровенкову и др. (1968 г.) отнести эти отложения к началу самаровского оледенения.

По характеру осадконакопления, гипсометрическому положению и геоморфологическим соотношениям с формами террасового ряда Котеры и Верхней Ангары эта терраса хорошо сопоставляется с шестой песчаной террасой-увалом р. Верхняя Ангара 50-90-метрового уровня, формирование которой также относится к концу нижнего и началу среднего плейстоцена.

Шестая терраса высотой 100-120 м встречается в виде горизонтальных площадок с плохо сохранившимися аллювием в среднем течении р. Няндонь. Большую площадь занимает эрозионный уровень этой высоты в долине Котеры и на устье Няндони. Аллювий здесь сохранился в виде высыпок галек на уступах террасы, в нем встречаются единичные валуны.

Седьмая эрозионная терраса высотой 160 м распространена незначительно в виде площадок различной величины. Аллювий отсутствует.

Седьмая и шестая террасы условно отнесены к нижнему плейстоцену (верхнему эоплейстоцену).

Восьмая эрозионно-аккумулятивная терраса, датируемая сотрудниками ЦНИГРИ средним эоплейстоценом (Набровенков и др., 1968 г.), находится на уровне до 200 м и широко распространена во многих долинах. По р. Няндонь высыпки древнего аллювия обнаружены выше устья р. Иномакит, напротив устья р. Усмун. На стрелке рек Няндонь и Котера в обнажении вскрыт разрез галечников, подразделяемых по литологическим особенностям на два горизонта.

Нижний горизонт аллювия представлен галькой, хорошоокатанной, различного петрографического состава, со следами выветрелости и наличием слабых корочек лимонита. Заполнитель - хорошо отсортированный средне- и крупнозернистый песок. В приплотиковой части отложения слабо обохрены. Мощность горизонта 10,5 м. Палинологический анализ проб из этих отложений характеризует умеренно теплую эпоху. Спектр пыльцы представлен преобладанием сибирского кедра (до 50%), сосны обыкновенной (25%) и ели (10%) при участии березы и ольхи. Широколиственные - липа и лещина - составляют небольшой процент. В составе трав преобладает польнь (до 60%).

Верхний горизонт аллювия представлен хорошоокатанными и значительно выветрелыми валунами и галечниками мощностью 4,0 м. Пыльца характеризует существование степных ландшафтов с широким участием ксерофитных растений. Климат был более умеренным.

Девятая эрозионно-аккумулятивная терраса 300-метрового уровня распространена по р. Няндонь, между ключами Амгундакта и Бугоркан, на ее устье и левобережье, а также по правобережью р. Котера, у ее выхода в Верхне-Ангарскую котловину. Почти везде на поверхности террасы сохранились остатки аллювия. Они состоят из хорошоокатанной гальки с песчано-глинистым заполнителем, залегающим на коренных породах. Верхнеплиоценовый (нижнеэоплейстоценовый) возраст галечников этого уровня дан также условно на основании сильной выветрелости и обохренности обломочного материала, наличия продуктов переотложенной коры выветривания.

Десятая эрозионная терраса объединяет фрагменты высокого уровня около 500–600 м. На водоразделе р. Котера и ключа Яксай к нему приурочены выветрелые остатки аллювия мощностью 1–1,5 м, возраст которого условно датирован верхним плиоценом (нижний эоплейстоцен) (Набровенков и др., 1968 г.).

По нашему мнению, возраст VIII, IX и X террас рек Няндонь и Котера слишком омоложен геологами ЦНИГРИ (Казакевич, Набровенков и др., 1968 г.). Общая геоморфологическая и неотектоническая ситуация и сравнение террасового ряда этих рек с террасами Верхне-Ангарской впадины и крупных речных долин смежного района (в частности долины р. Витим, также пересекающей крупные морфоструктуры) вызывают необходимость понизить их возраст и считать X террасу не моложе миоцен-плиоценовой, IX – плиоценовой, а VIII – сформировавшейся в конце плиоцена и начале плейстоцена.

Аллювиальные отложения р. Янчуй наряду с ледниковыми распространены преимущественно в пределах небольших тектонических впадин – Улог-Янчуйской и Нироканской. Первая (6–7-метровая) терраса долины р. Янчуй, ниже впадения р. Нирокан, формировалась в условиях подпора, благодаря чему верхняя пачка аллювия мощностью до 5 м сложена тонкозернистыми илистыми песками. Она залегает на валунных галечниках гранитного состава с гравелистыми заполнителями. Несмотря на разнообразие отложений, климатические условия их накопления были сходными. Здесь вначале господствовали безлесые ландшафты тундро-степей с участием полыней, лебедовых, разнотравья и кустарниковых берез. Затем на их смену пришла лесотундра, что характеризует некоторое увлажнение к концу сартанской ледниковой эпохи. Разрез 20-метровой террасы в устье р. Улог (правого притока р. Янчуй) представлен пачкой мелкозернистых илистых песков мощностью 11,5 м, залегающей на галечниках (0,5 м). Во время накопления всей толщи широкое распространение получили хвойные леса из сибирского кедра с примесью сосны обыкновенной, ели, березы и ольховника. Приведенный растительный комплекс в целом может свидетельствовать об умеренно-теплых условиях накопления осадков 20-метровой террасы, что, вероятно, по времени соответствует казанцевскому межледниковью.

В пределах Улог-Янчуйской впадины распространены слабонаклонные аккумулятивные равнины высотой 20–60 м. Они сложены флювиогляциальными песками, сформировавшимися во время отложения верхнеплейстоценовых (зырянских) морен.

Наиболее древние песчано-галечные образования встречены в водораздельной части рек Янчуй и Котера-Маскит на уровне 250 м над уровнем реки. В спорово-пыльцевом спектре отложений преобладают древесные породы с большим содержанием сибирского кедра (46–69%), меньшим – сосны (13–30%) и березы (22–27%), присутствует *Picea sect. Omorica* и *Pinus sect. Strobus*.

Во внутренней области Муйской морфоструктуры, в пределах Муяканской внутривпадинной впадины, четко выражены только две эро-

зионные ступени – 200 и 600-метровые, верхние уровни эрозионных врезов не выражены вообще. В правом борту впадины ступенчатость почти отсутствует, он же и наиболее крут. Вдоль левого – местами фиксируются высокие ступени уступов, для которых характерна анизотропность высот, что дает основание считать их тектоническими. Выпадение наиболее древних эрозионных ступеней из общего ряда в пределах единой морфоструктуры и с учетом порядка долины может свидетельствовать лишь о том, что оформление межгорной впадины в речную долину началось значительно позже их формирования и после возникновения впадины в результате обрушения центральной части свода. Это хорошо согласуется также с известным положением В.П. Солоненко [65] о сводово-блоковом характере некоторых поднятий Байкальской рифтовой зоны и их блоковым распаде на определенной стадии развития. Сопоставимость высот нижних уровней с таковыми же по рекам Котера, Янчуй и Няндонь, охарактеризованными в возрастном отношении, позволяет предположить время формирования Муяканской и, очевидно, Верхне-Муйской впадин в пределах плиоцена.

Плейстоценовое оледенение и ледниковые формы рельефа. Следы древнего плейстоценового оледенения на Муяканском, Северо-Муйском и Южно-Муйском хребтах наблюдаются в центральной, северо-восточной и юго-западной их частях. Здесь выделяется ряд крупных центров оледенения: Муяканский, Ковоктинский, Джалтукта-Амгундинский, Акундан-Асииндинский (рис. 21), Ангиджан-Котерский, Уколкитский и Уакитский. Судя по расположению экзарационных ледниковых форм в рельефе, четвертичное оледенение развивалось здесь больше с наветренной стороны водоразделов. В результате количественного подсчета каров на Северо-Муйском хребте*, определения их гипсометрического положения и ориентировки получены следующие данные:

Экспозиция	С	С-В	В	Ю-В	Ю	Ю-З	З	С-З
Число каров	37	68	21	52	24	36	-	87

Из приведенного подсчета следует, что наиболее "продуктивными" в отношении карообразования являлись наветренные северо-западные склоны, принимавшие на себя основную массу влаги. А противоположный склон, находившийся в "тени", увлажнялся гораздо меньше, что намного сокращало возможности развития ледников. В результате подсчета ледниковых форм рельефа на Северо-Муйском хребте было выделено 325 каров и 237 каровых озер. Они распространены в значительном интервале высот от 1200 до 2000 м и образуют четыре яруса.

Самый нижний каровый ярус (1200–1300 м) характеризуется наименьшим количеством каров и очень плохой их сохранностью; они составляют всего 8% и находятся в области горно-таежной зоны.

* Об оледенении Южно-Муйского хребта будет сказано в описании Бабанты-Удоканской морфоструктуры.

Днища их расположены на высотах 1200, 1250, 1300 м, для всех них свойственны следы переработки. Часть каров имеет довольно разрушенный облик – выположенные стенки, широкие днища, засыпанные обвально-осыпными отложениями. Такие кары обнаружены на юго-западном склоне хребта, в верховьях рек Ушмул, Улюг, Акумакит и на северо-западном склоне по рекам Турук и Ираскит. Максимальные отметки вершин в районах развития этих каров от 1529 до 1725 м.

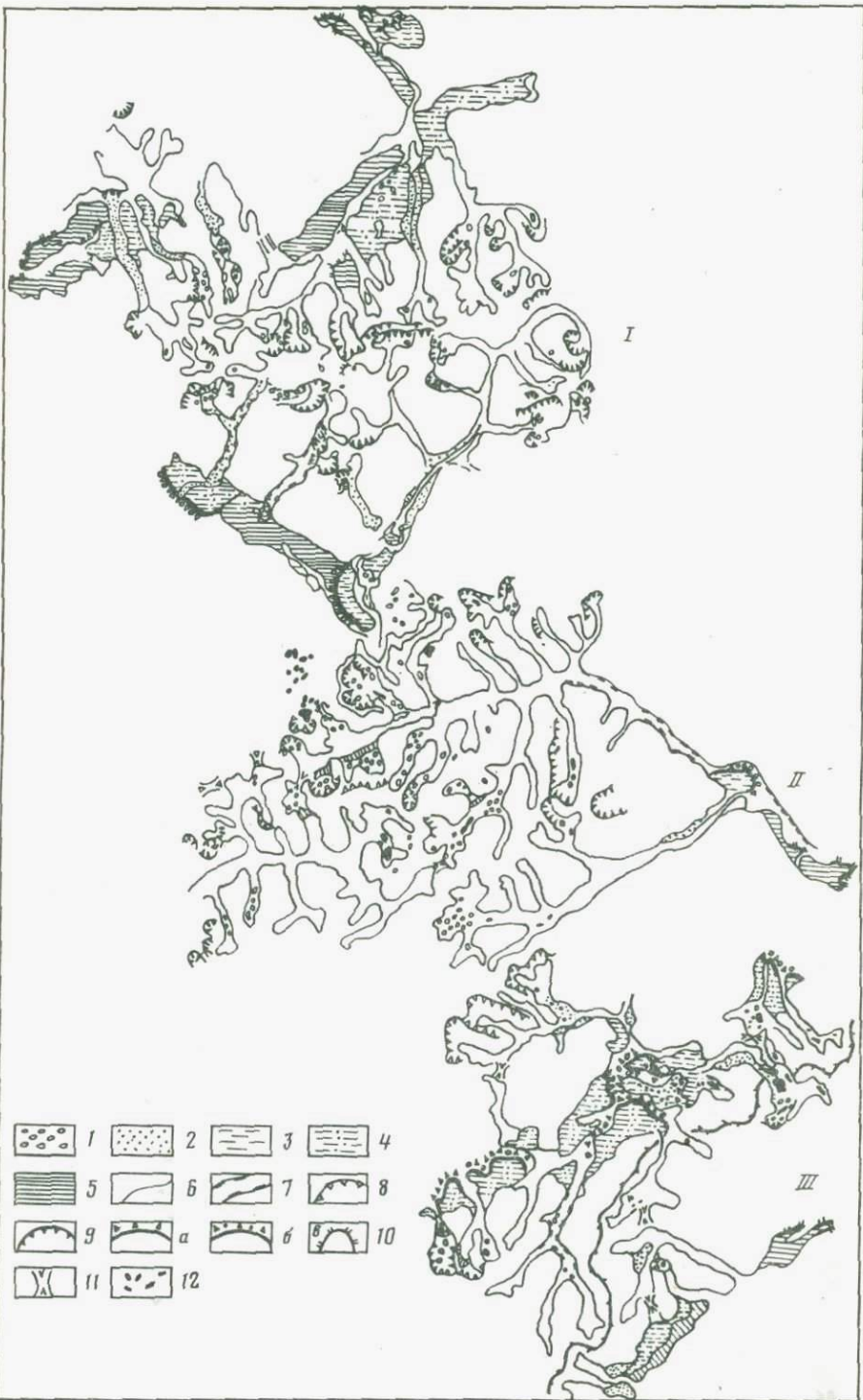
Комплекс каров более высокого яруса составляет 28% от всего их количества. Большинство из них расположено на склонах северной экспозиции на высоте преимущественно 1400 до 1600 м. Кары этого комплекса характерны преимущественно для Акундан-Асиндинского ледосбора, но развиты в верховьях Янчуя, Янчукана и Нирокана, а также отмечены в реликтовых ледосборах Муякана, Верхней Ангары и Ангаракана. Интервал максимальных абсолютных высот для каров этих районов находится в пределах от 1800 до 2200 м. Для данного яруса характерно наличие каровых озер, которые составляют 16% от всего количества каровых озер хребта. Морфологически кары выражены значительно лучше, в большей степени сохранны. Благодаря интенсивным нивационным процессам и неоднократному переуглублению в более поздние этапы оледенения задние стенки их зачастую разведены и сохранились только боковые. Днища значительно расширены, иногда с каровыми озерами. В теневых участках некоторых каров в течение всего лета сохраняются снежники. На широких слабонаклонных днищах каров часто наблюдаются отложения каровых морен и других грубообломочных продуктов ледниковой экзарации. Нередко у подножий склонов каров наблюдаются "бараньи лбы". Кары часто двуступенчатые, реже – трехступенчатые. Ступени разделены коренными уступами разной высоты и сохранности. Иногда кары этого яруса теряют свое морфологическое выражение, принимая облик троговых долин.

Для каров высотного интервала от 1700 до 1800 м характерна еще более значительная морфологическая свежесть. Они составляют 48,5% от общего количества. Большинство их расположено в пределах Муякан-Ковоктинского ледосбора на склонах северной экспозиции. Отмечаются кары и южной экспозиции, но гораздо в меньшем

Рис. 21. Схема ледосборов Северо-Муйского хребта

I – Акундакан-Асиндинский, II – Джалтукта-Амнундинский, III – Ковоктинский

1 – каровая морена; 2 – боковая морена; 3 – конечная морена сартанского оледенения; 4 – конечная морена зырянского оледенения; 5 – конечная морена самаровского оледенения; 6 – границы распространения оледенения; 7 – ледниковые долины; 8 – кары морфологически свежие; 9 – стенки переработанных каров; 10а – конечно-моренный вал сартанского оледенения, б – зырянского оледенения, в – самаровского оледенения; 11 – сквозные участки – ледомы переметных ледников; 12 – каровые озера



количестве. Так, в верховьях Муякана, Нирокана и Кузькита они имеют юго-западную и юго-восточную ориентировку. Почти все кары имеют хорошо сформированные днища и крутые подковообразные склоны. Некоторые из них вновь преобразованы в водосборные воронки. Днища каров этого уровня преимущественно содержат ложа каровых озер различных размеров, которые составляют 67% от общего количества. Кары в поперечном разрезе имеют котлообразную или чашевидную форму с крутыми скалистыми стенами и пологовогнутым днищем. Широкие вогнутые слабонаклонные днища каров и в настоящее время служат вместилищем снежников-перелетков. Почти все они открыты прямо в троговые долины, местами — через невысокий ригель. В верховьях рек Асинда, Верхняя Ангара, Амнунда, Муякан, Янчукан и других наблюдаются "каровые лестницы", или вложение одной системы каров в другую, находящихся в одной стадии развития. Например, в верховьях Янчукана под каром, устье которого расположено на высоте 1800 м, располагаются кары второй и третьей ступеней с устьевой отметкой 1650–1700 м. Каждый из них отделен от вышележащего коренным уступом, но находится примерно на одной стадии развития. В верховье р. Нальсакан структура распределения каров представляется в другом виде. Несколько каров, расположенных рядом на одной высоте, соединяясь устьями, образуют подковообразную полость с крутыми и отвесными склонами, переходящими к водоразделу в карлинги. От места слияния их устьев развивается следующая каровая ступень с меньшим числом каров, каровая лестница заканчивается единичным каром, переходящим в троговую долину. Системы каров разделены скалистыми ригелями, вдоль нижнего порога расположены морены. В водораздельной части хребта часто встречаются сквозные седловины, моделированные экзарационной деятельностью переметных ледников, и сквозные острогребневые участки, образованные посредством сближения стенок каров.

Сквозные участки наблюдаются в верховьях правого притока Ковокты и левого притока Муякана, притока Ангаракана и второго правого притока Ковокты, в верховьях Амнунды и правого притока Ангаракана.

Каровые ледники последнего оледенения располагались несколько выше климатической снеговой линии, под самыми водораздельными гребнями. Их площади были сравнительно невелики — от нескольких тысяч квадратных метров до 1 км². Очертания каровых ледников близки к округлым. Поперечный профиль в средней части полого наклонный книзу и круто поднимающийся к верхнему краю. Вблизи нижнего края он был слегка выпуклый за счет поступления сюда обломочного материала с крутых склонов, образующего каровую морену. Каровые ледники часто выходили за пределы каров и недалеко спускались вниз по долинам. Тем не менее каровые формы в общем не были типичны для оледенения Станового нагорья, морфологическая свежесть их, особенно в самых высоких частях хребтов, была обязана заключительной фазе сартанского ледника, уже в период его деградации. После исчезновения ледников свежесть

каров поддерживалась нивационными процессами. Согласно данным дешифрирования, горные оледенения в расчлененном рельефе были дендритовидного типа, при котором формирование ледников происходило выше фирновой линии прямо в речных долинах. Поэтому у неподновленных во время последнего оледенения каров нет классической кресловидной формы, а днища их прямо связаны с троговыми долинами.

Для долин троговой формы характерны следы экзарации днищ ледником в виде курчавых скал со шрамами и бороздами выпахивания по коренным породам, более или менее сохранившихся троговых плечей. Ветвистость границ ледников убеждает в полной наследственности речной сети ледниками. Часто ниже границы фирновой линии долинные ледники формировались за счет слияния нескольких движущихся ледников. В местах их слияния образовались уступы и висячие долины в притоках. Такого типа ледники формировались по долинам рек Амнунда, Акундан, Асинда и Нальсакан. Длина троговых долин с конечными моренами по притокам достигала обычно 5–6 км и только по р. Амнунда – 22–25 км. На поверхности морен развит бугристо-котловинный рельеф, местами с мелкими озерами. На склонах вдоль плечей сохранились остатки боковых морен, частично уничтоженные боковыми притоками и склоновой денудацией.

Среди конечно-моренных валов по морфологии, характеру залегания и взаимоотношениям в разрезе устанавливаются три разновозрастные генерации. Самые древние отложения морен наблюдаются в приустьевых частях Амнунды, а также в Нироканской и средней части Янчуйской впадин, занимающие сравнительно небольшие площади – от 1 до 5 км². Типичные моренные отложения Нироканской впадины слагают наклонную поверхность вдоль долины и ближе к центру впадины, постепенно замещаясь озерно-аллювиальными и озерными образованиями флювиогляциального ряда. Поверхность морены имеет бугристо-западинный рельеф. На переднем крае морены местами наблюдается слабо выраженный конечный напорно-абляционный вал. Аналогичные ледниковые образования, слагающие террасовидную поверхность с холмистым рельефом распространены в приустьевых частях рек Нальсакан и Акундан. Здесь происходило слияние двух морен – небольшой, двигавшейся из долины Нальсакана, и более крупной напорной морены Акунданского ледника, выдвигавшейся вверх по долине Нальсакана. В долине р. Амнунда морена приклонена к правому борту трого и переработана водно-эрозионной деятельностью реки. Однако ее поверхность также бугриста, хотя она и залегает на уровне высокой поймы. Конечно-моренный вал сохранился фрагментами. Местами морена превращена в перловий. Древние моренные отложения в Янчуйской впадине представлены в небольших останках площадью до 500 м², образующих холмистый рельеф со слабо выраженной конечно-моренной грядой. Работами ЦНИГРИ подобные морены этого района отнесены ко времени самаровского оледенения (Набровенков и др., 1968 г.).

Более молодой и ярче выраженный комплекс ледниковых образований перекрывает описанные выше морены. Для него характерна

морфологическая свежесть микрорельефа поверхности. Местами даже сохраняется специфический микрорельеф в виде единичных друмлинов, камов, озов и маргинальных каналов, хорошо выражены конечно-моренные валы. Этот комплекс наиболее распространен и занимает обширные площади в приустьевых частях рек Нальсакан, Джалгукта и в средних частях долин Асинды, Янчуя, Ковокты. В долине рек Асинда, Янчуй морена занимает площадь до 10 км². Поверхность ее в результате переработки несколько сглажена, однако микрорельеф выглядит четко. Морена расчленена русловыми потоками рек на отдельные части. У подножия она сохраняет более свежий облик, чем в основной части долины. Конечно-моренная гряда имеет вид выпуклой вниз по долине дуги. В долине р. Ковокта подобная морена также занимает площадь до 10 км² в центральной части Ковоктинской впадины. На поверхности ее сохранился бугристо-котловинный, эскеровый (по Гроссвальду [20]), рельеф с озерами и каналами стока талых вод. По р. Янчукан морена спустилась до среднего течения и представлена тремя частями, разобнесенными эрозионным врезом. Конечно-моренная гряда заканчивается уступом высотой 8–10 м, но вблизи врезов морфологически выражена слабо.

Самый молодой ледниковый комплекс по всем трем центрам оледенения распространен ограниченно. Морены представлены в виде небольших языков площадью до 1 км² и меньше. Поверхность их представляет бугристо-западинный рельеф эскеров весьма свежего облика. Многие из впадин заполнены водой и имеют округлые очертания благодаря термокарстовой проработке берегов. Местами озера сливаются, образуя каналы стока. Такие морены особенно выразительны в верховьях рек Асинда и Ковокта.

Важная особенность орографического строения Северо-Муйского хребта заключается в том, что, несмотря на значительные высоты, он не испытал такого интенсивного оледенения, как другие горные массивы Станового нагорья и Северного Прибайкалья. В целом сравнительно небольшие масштабы плейстоценового оледенения Северо-Муйского хребта объясняются его удаленностью и отгороженностью передовыми горными сооружениями, задерживающими основную массу атмосферной влаги. Поэтому в глубь горной страны проникали уже сравнительно сухие воздушные массы, которые формировали небольшие горные ледники.

Следы плейстоценового оледенения наблюдаются и в верховьях рек Акукан, Сунукит, Келяня, Ирбо, в пределах Акукан-Келянской морфоструктурной седловины, представляющей в орографическом отношении северо-восточное продолжение Северо-Муйского хребта. Нужно заметить, что большого развития в данном районе оледенение не получило. Здесь наиболее "продуктивными" в смысле карообразования склонами явились подветренные, юго-восточные склоны. Многие кары, днища которых расположены на высотах 1600, 1650 и 1700 м, значительно расширены, для всех них характерны следы переработки. Максимальные высоты в районе распространения каров данного яруса составляют 1800–2150 м. Кары наиболее высокого яруса составляют 45% от их общего количества, развиты в преде-

лах абсолютных высот 1800–1900 м в верховьях рек Акукан, Сунуекит, Келяна и Ирбо. В результате неоднократного переуглубления в поздние этапы оледенения задние стенки их значительно разъедены. Встречаются здесь и двух–трехступенчатые кары. Ступени представляют собой коренные уступы разной высоты и сохранности. Иногда кары этого яруса почти полностью теряют свою морфологическую индивидуальность.

Гораздо менее распространены здесь кары, днища которых расположены на высоте 2000 м. Они составляют 18% от общего количества, развиты в верховьях рек Ирбо и Сунуекит, на склонах северных экспозиций. Для них характерна относительная морфологическая свежесть, почти все они имеют выраженные днища и крутосклонный подковообразный амфитеатр. Некоторые из них были вновь преобразованы в водосборные воронки, однако большинство имеют кресловидную форму и вогнутые днища, местами отгороженные от долин невысокими ригелями коренных пород. Почти все они в настоящее время служат местами снежников–перелетков. Здесь имеются также и такие кары, которые непосредственно открыты в троговые долины. В верховьях левых притоков рек Сунуекит и Ирбо в рельефе данного яруса встречаются и седловидные проходы, моделированные экзарационной деятельностью переметных ледников, и сплошные острогребневые водоразделы, образованные посредством сближения стенок противоположных каров.

Каровые ледники последнего оледенения располагались несколько выше климатической снеговой линии, под самими водораздельными гребнями. Их площади были сравнительно невелики – от нескольких сот квадратных метров редко до 1 км². Очертания каровых ледников были близки к округлым. Нередко они заканчивались в виде небольших моренных “язычков” площадью до нескольких сот квадратных метров.

Кодарская морфоструктура

Кодарскую морфоструктуру в пределах изученной площади представляет самая юго–западная часть, включающая междуручья Келяны–Янгуды–Витима и Таллаи–Куды Малой–Сюльбана. Юго–западное периклинальное окончание морфоструктуры представляет собой среднегорный, местами высокогорный фрагмент внешней горной ступени на междуручье Келяны и Самокута, примыкающей с северо–востока к Акукан–Келянской морфоструктурной седловине. На восток, особенно восточнее долины Витима, внешняя ступень переходит во внутреннюю с высотами более 2000 м. Надо отметить, что привитимская часть внутренней ступени несколько снижена за счет длительной эрозии и денудации. В сторону Парамской впадины высоты этих ступеней снижаются от 2000 до 1400–1500 м, а на северной границе впадины морфоструктура резко срывается бортовым сбросом в виде четко выраженного тектонического уступа с фасетчатыми склонами высотой до 800–1200 м. На востоке, в верховьях р. Култушная, внутренняя ступень переходит в центральную зону

Кодарского горного сооружения, где рельеф высотой 2500–2700 м и более имеет типичные черты высокогорного резкорасчлененного и предельно четко выраженного альпинотипного экзарационного рельефа, в сильной степени моделированного плейстоценовыми ледниками, нивальными и склоновыми процессами.

В этой части Кодарский высокогорный массив отделен от Муйских впадин широкой переходной среднегорной зоной, которая в то же время является западным продолжением южной причарской и при-Сюльбанской частей Кодара. Поверхность переходной зоны в целом наклонная: на востоке, около меридионального участка долины р. Сюльбан, она имеет высоту 2000–2200 м, а на западе, в сторону Муйских впадин, понижается до 900–1000 м. Среднегорная ступень отделена от центральной части Кодара (район верховьев Култущной) хорошо выраженным уступом тектонического происхождения высотой 300–400 м. Он протягивается вдоль долины Таллаи, Куды Малой и Хильгандо.

Рельеф этой наклонной равнины выположенный, слабо и неглубоко расчлененный со значительными плоскими участками древнего выровненного педиплена с небольшими денудационными останцами (рис. 22).

В области среднегорья и низкогорья широко развиты солифлюкционные процессы. На широких ступенчатых водоразделах гольцовой зоны формируются нагорные террасы, а на массивных выпуклых склонах – солифлюкционные террасы. Долины рек в пределах переходной зоны врезаны на 150–200 м. Верхние участки их моделированы ледниками, спускавшимися с южного склона Кодара. Речная сеть в целом контролируется зонами разломов и отрицательными морфоструктурами. Характерной особенностью поперечного профиля долин здесь является его асимметричность, обусловленная разломным заложением одного из склонов. Так, разломные южные и юго-восточные склоны их крутые ($35-45^{\circ}$ и более), скалистые, моделированные флювиальными и гравитационными процессами. Нижние части склонов перекрыты коллювиально-пролювиальным шлейфом. Северные и северо-западные склоны долин более пологие, с прямым или слабоогнутым профилем, затронутые солифлюкционными процессами.

Большой интерес для оценки новейших тектонических движений этой части морфоструктуры представляют фрагменты поверхности выравнивания. Реликты высокой выровненной поверхности отмечаются на междуречье Куды Малой, Хильгандо и Сюльбана в интервалах высот 2000–2200 м. В верховьях Куды Малой и Хильгандо наблюдается сквозное понижение (глубина 150–200 м) на поверхности выравнивания. Севернее расположена альпинотипная область, возвышающаяся над выровненной поверхностью на 300–400 м. В южном и юго-западном направлениях происходит понижение реликтовой поверхности до 1600 м. Водораздельная часть Сюльбан-Кондинского междуречья также выположена, здесь отмечается снижение высот в юго-западном направлении от 1900–2100 до 1600 м. На междуречье Куды Малой и Бахтарнака в интервале высот 900–1000 м прослеживается вторая выровненная поверхность, несколько редуцированная эрозийными и солифлюкционными процессами. На ней



Рис. 22. Фрагмент неогенового (?) педиплена на междуречье Бахтарнака и Таллаи и характер взаимоотношений тектонических разломов и моренных отложений

Склоны: 1 – крутые, 2 – средние; 3 – пологие; 4 – шлейф подгорный; 5 – конус выноса; 6 – древняя конечная морена; 7 – молодая конечная морена; 8 – древняя выровненная поверхность (неогеновый педиплен); 9 – четвертичные разломы

встречаются невысокие денудационные останцы (отм. 1200 м), иногда окруженные пологонаклонными пьедесталами. Эти данные – понижение древней выровненной поверхности к югу и крутые северные и северо-западные склоны долин и борта впадин, заложенных по разломам-блокораздам, – свидетельствуют о сбросовом характере тектонических перемещений. В результате сбросовых тектонических движений по разломам произошли деформация древней выровненной поверхности и серия перекосов блоков земной коры к югу (рис.23).

Наиболее активные тектонические движения происходили по разломам северо-восточной ориентировки, одновозрастные с ними разломы северо-западного направления испытали меньшую активизацию. Новейший план тектонических нарушений отчетливо просматривается в общем рисунке гидросети. На междуречье Таллаи, Схьябана и Конды широко развиты дизъюнктивные нарушения нескольких систем ориентировки, создающие мелкоблоковое строение территории. Высокую активность вплоть до настоящего времени сохранили разломы субширотной и северо-восточной ориентировки.

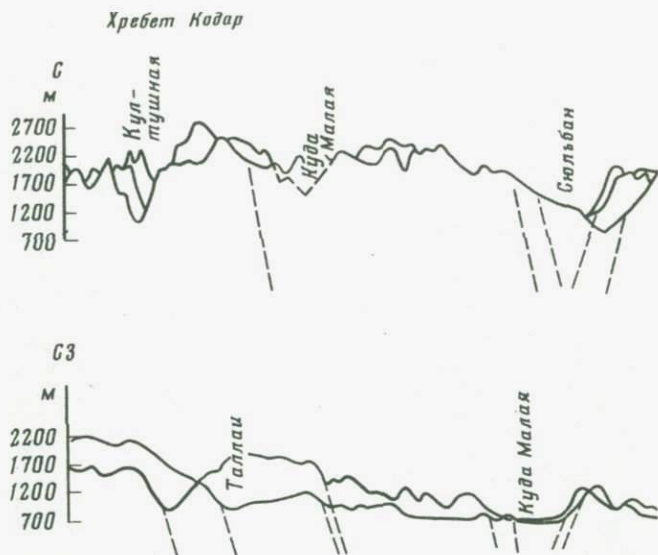
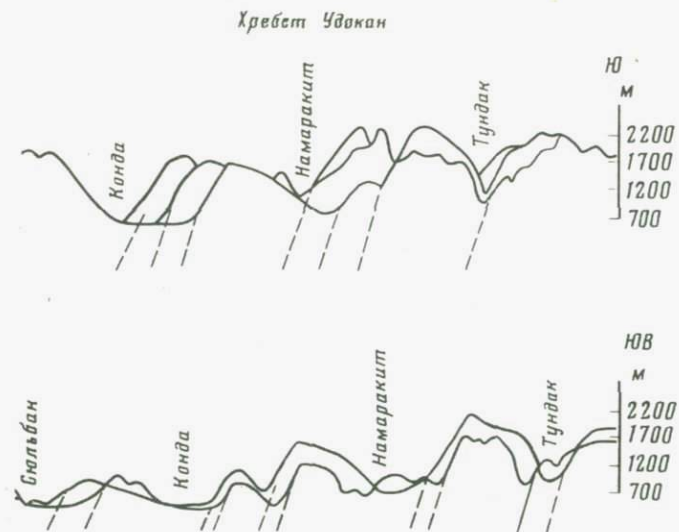


Рис. 23. Перекос древних выровненных поверхностей в районе Муйско-Чарской перемычки и на северо-западном крыле Бабанты-Удоканской морфоструктуры

Формирование Верхне-Сюльбанской внутригорной впадины (как и низогорья на Куда-Бахтарнакском междуречье), по-видимому, генетически связано с расширением Муйско-Парамской отрицательной морфоструктуры на северо-восток при одновременном воздымании Кодарского свода, в результате которого Верхне-Сюльбанский защерб, не успев развиться, был вовлечен в поднятие и превратился в инфантильную структуру на его крыле.

Плейстоценовые оледенения и ледниковые формы рельефа. Центральная часть Кодарской морфоструктуры является одним из районов современного оледенения Восточной Сибири. Этому благоприятствуют ее большие высоты, достигающие 2700–2900 м и способствующие сохранению ледников в современную эпоху как остатков былых грандиозных горно-долинных оледенений. В горах и речных долинах остались многочисленные следы древних четвертичных оледенений. Один из их "центров", очевидно, располагался в верховьях рек Култущная, Таллай и Куда Малая. Отсюда ледники радиально растекались по долинам рек, перерабатывая их в трюги. Эти ледники не достигали Муйско-Кондинской впадины, о чем свидетельствуют конечные морены, лежащие в речных долинах в зоне перехода от впадины к хр. Кодар. Река Таллай в верхнем и среднем течении имеет широкую (до 1,0–1,5 км) трюговую долину, в нижнем течении – эрозионную с V-образным профилем, узкую и извилистую. Трюги боковых притоков "висячие" и открываются в главную долину на высоте 150–200 м над днищем основного трюга. В местах слияния с боковыми притоками на-



блюдаются переуглубление днища и расширение главного трюга в результате подпора боковыми ледниками. Так, например, в районе впадения притока Девочанды отмечаются переуглубление главного трюга и расширение его до 1,7–1,8 км. Высота боковых морен на левобережье р. Таллай выше устья притока достигает 180–200 м, что на 35–40 м больше высоты морен, расположенных ниже по течению. Резкое увеличение мощности ледника привело к проникновению его в бассейн Куды Малой, о чем свидетельствуют сохранившиеся фрагменты боковых и конечных морен на этих сквозных участках. Поднятие блока в нижнем течении Таллай привело к подпруживанию ледника и увеличению его мощности. Часть ледника перевалила через сквозные долины в бассейн рек Сырой Ускат и Бахтарнак и моделировала их низогорный водораздел.

В долине р. Таллай отмечаются две разновозрастные морены. Мощность ледников в верхнем течении достигала 150–160 м, а в среднем в результате подпора его ледниками боковых притоков увеличивалась до 230–250 м. Усиление локальных положительных тектонических движений в нижнем течении реки на участке верховья Сырого Уската – руч. Крутого привело к эпигенетическому врезу р. Таллай на 300–320 м и "разгрузке" ледника в пределах опущенного блока земной коры на междуречье Куды Малой и Сырого Уската.

В бассейне Куды Малой встречаются следы двух эпох горно-долинного оледенения. В верхнем течении реки отмечается несколько разновозрастных уровней выравнивания. Рельеф здесь сглаженный, с широкими и плоскими водоразделами, ступенчато снижающимися к долине реки. Наиболее широко распространен низкий уровень с отметками 1500–1600 м. Характерной особенностью его является выдержанность вдоль долины реки: по правому борту он со-



Рис. 24. Взаимотношения морен и эрозионных уровней в долине р. Сюльбан

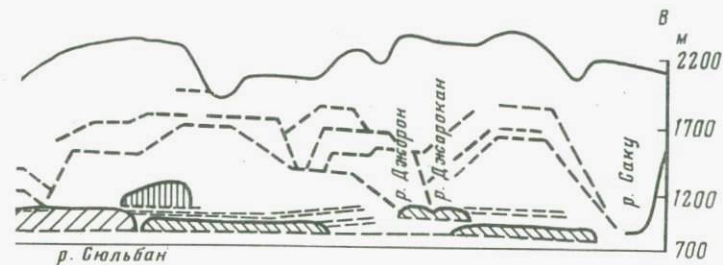
1 — морена максимального оледенения; 2 — морена второго оледенения; 3 — морена третьего оледенения; 4 — маргинальные каналы; 5 — фрагменты разновысотных выровненных поверхностей; 6 — уровень эрозионного вреза реки до максимального оледенения; 7 — уровень эрозионного вреза реки постмаксимального оледенения

хранился фрагментарно, а на левобережье выходит на водораздел рек Делахи и Эекты. Вероятно, этот уровень сопоставим с поверхностью педиплена, закартированного на междуречье Куды Малой и Сырого Уската.

В долине Куды Малой отмечается еще один более низкий уровень с отметкой 1250–1400 м. Он сильно размыт и моделирован ледниками. В среднем течении наблюдается коленообразный изгиб долины, и река выходит на древнюю поверхность выравнивания. Ширина долины здесь достигает 5,0–5,5 км. На этой поверхности с абсолютными отметками 820–880 м лежит морена максимального оледенения в виде широкого моренного "языка". Морена сильно переработана эрозионными и солифлюкционными процессами и сохранилась отдельными небольшими пятнами. Высота моренных холмов достигает 50–60 м. Боковая морена длиной 5 км, соответствующая этому же оледенению, сохранилась на правобережье, высота постепенно увеличивается вверх по реке от 40–50 до 200 м. Вдоль склона протягивается маргинальный канал длиной более 2 км.

Молодая морена вложена в древнюю. Она представляет собой моренный "язык" шириной до 2 км с характерным бугристо-западинным рельефом и множеством мелких озер. Мощность ее колеблется от 20 до 100 м. Вверх по течению она сливается с правобережной боковой мореной, высота которой достигает 220 м над урезом реки. По краю боковой морены проходит маргинальный канал длиной 2,5 км.

Все эти данные свидетельствуют о двукратном оледенении юго-западного фланга Кодарской морфоструктуры. Мощность ледника максимального оледенения в долине Куды Малой достигала 200–220 м. В межледниковый период произошел врез реки на глубину до 80–100 м. В следующую эпоху оледенения сформировались не менее



мощные ледники. Выявлены следы двух стадий их отступления. Мощность ледника последней стадии достигала 300 м. Послеледниковый врез реки не был значительным.

Оледенение центральной части Кодарской морфоструктуры было существенно мощнее, чем на юго-западном фланге. Об этом свидетельствуют многочисленные экзарационные и аккумулятивные ледниковые формы рельефа в долине Сюльбана, образованные ледниками, проникшими вниз по долине реки на 80–90 км. Морена максимального оледенения отмечается в районе устья Балбухты (рис. 24). Сохранился конечно-моренный вал подковообразной формы, прорезанный и разделенный рекой на две ветви. Высота вала достигает 60–70 м при ширине 0,6–1,0 км. За первым валом находится второй, более низкий конечно-моренный вал высотой около 40 м, отделенный небольшим маргинальным каналом. Левобережная ветвь конечной морены плавно переходит в боковую морену, высота которой достигает 480–500 м выше уреза воды. Фрагменты боковых морен этого оледенения встречаются на протяжении 14 км вверх по долине реки. Таким образом, мощность ледника максимального оледенения с учетом послеледникового вреза реки была не менее 390–410 м.

Морена второго оледенения расположена в 9–10 км выше по течению реки от конечно-моренных валов максимального оледенения. Сохранились лишь фрагменты боковых морен высотой до 150–170 м, конечный же вал полностью размыт рекой. На участке около 6 км от устья р. Джеброн до правобережной боковой морены этого оледенения протягивается крутой уступ, врезанный в днище долины. Верхний край уступа плавно снижается с 280 до 220 м выше уреза воды. Вероятно, это стенка вложенного трога второго оледенения. Эрозионный врез реки после первого оледенения на участке между устьями Джеброна и Чипокто достигал, по-видимому, 80–100 м. Мощность ледника второго оледенения не превышала 180–200 м.

Ледник третьего оледенения оставил после себя рыхлые отложения в виде моренного "языка" в районе устья р. Джеброн. Ширина долины р. Сюльбан в этом месте достигает 3,5–4,0 км, что, очевидно, предопределило морфологию ледниковых отложений. Рельеф морены бугристо-западинный с множеством мелких озер; мощность ее не превышает 50–70 м. По правому борту долины, на участке от устья р. Саку до р. Джебронкан, на высоте 210–220 м протяжи-

вается маргинальный канал длиной 3,0–3,2 км. На этой же высоте лежат морены боковых притоков – Джоронкана и Джорона. На правом борту долины, в устье Джорона, наблюдается плавное понижение двух субпараллельных маргинальных каналов, спускающихся с 170-метровой высоты до уровня моренного "языка". Мощность ледника третьего оледенения достигала 190–200 м. Последледниковый врез р. Сюльбан между устьями Балбукты и Джорона был равен 60–70 м.

Бабанты-Удоканская морфоструктура

Геоморфологическое строение Бабанты-Удоканской морфоструктуры в основном дается в границах изученной нами площади, охватывающей юго-западную, привитимскую ее часть. Здесь Бабанты-Удоканская морфоструктура делится Ципиканско-Бамбуьской, Тулдуьской, Нижне-Бамбуьской и Джилиндинской внутригорными впадинами на две морфоструктуры пятого порядка, соответствующие Южно-Муйскому хребту и хребтам Бабанты и Нижне-Каларскому. Эти морфоструктуры в плане имеют такие же булавовидные очертания, как части Муйской морфоструктуры (Базаров и др., 1979 г.).

Южно-Муйский хребет представляет собой крупную орографическую единицу общей протяженностью свыше 300 км. Он состоит из двух разобнесенных частей: юго-западной, относящейся к Муйской морфоструктуре, и северо-восточной. Между этими частями, как было показано выше, посредством морфоструктурного анализа, установлено смещение осевой орографической линии. Характеристика рельефа, приведенная ниже, в основном касается северо-восточной части хребта, являющейся составной частью Бабанты-Удоканской морфоструктуры.

Ширина хребта в центральной, наиболее широкой, части по линии рек Мудирикан-Бамбукой равна 40 км, а на юго-запад и северо-восток – 10–20 км. Максимальные высоты хребта располагаются на стыке двух частей хребта, в горном узле, в верховьях рек Горбылок-Ципинский, Мудирикан и Бамбукой, где отдельные вершины превышают 2600–2700 м. Юго-западная часть хребта имеет высоту 2300–2500 м. На северо-восток, особенно в привитимской части, абсолютные высоты его уменьшаются до 1700–1900 м; восточнее верхнего течения Конды Южно-Муйский хребет слабо выражен, его высота не превышает 1300–1700 м. Характерной особенностью морфологии Южно-Муйского хребта является асимметрия склонов. Северо-западный склон на всем протяжении, особенно на участках сочленений с Муйско-Кондинской впадиной, короткий и крутой (30–35° и более), совпадающий с грандиозным сбросовым уступом. Юго-восточный – более пологий и протяженный, сочленяется с низкогорьем внутренней пониженной зоны Бабанты-Удоканской морфоструктуры. Местами водораздельная линия хребта располагается в 4–5 км от Муйско-Кондинской впадины. Превышение Южно-Муйского хребта над днищами Муйской системы впадин составляет 1400–2000 м и более.

В соответствии с характером и интенсивностью неотектонических движений и абсолютными высотами отдельных участков в пределах Южно-Муйского хребта выделяются эрозионные и эрозионно-денудационные, ледниковые экзарационные и ледниковые аккумулятивные формы рельефа.

Эрозионные формы рельефа. Речная сеть, за исключением главных рек – Витима, Ципы, Бамбуйки и др., заложилась в неоген-четвертичное время. Рисунок второстепенной сети главным образом связан с региональными направлениями разрывных нарушений и блоковым рельефом. Многие долины, разработанные по зонам разломов, имеют вид сквозных структурно-эрозионных понижений. Эрозионные формы рельефа, представленные долинами рек и речек, развиты на склонах Южно-Муйского хребта до высоты 1800–2000 м, а в высокоподнятых частях его свыше 2000–2100 м все речные долины переработаны ледниками в каровые и троговые долины. На склонах хребта в интервале высот 1300–1900 м, во внеледниковой зоне, распространены речные долины V-образного поперечного профиля – узкие (рис. 13), со значительными уклонами продольного профиля и крутыми склонами ($20\text{--}30^\circ$), моделированными эрозионными и гравитационными процессами. Реки северного и северо-западного склонов характеризуются более крутыми продольными профилями и более низким базисом эрозии, чем у рек противоположного склона. Так, правые притоки Аку, Усмуна, Мудирикана, стекающие с северного склона Южно-Муйского хребта, в своем верхнем и среднем течении имеют падение 140–160 м/км, тогда как уклоны русел рек южного склона Стрелки, Кедровки, Широкой равны 70–80 м/км. Это обусловлено главным образом вышеуказанной асимметрией склонов хребта.

Реки Ирокинда, Тулдунь и их притоки Витимжон, Пашков Ключ, которые приурочены к зоне перехода от хребтов к осевой пониженной части Бабанты-Удоканской морфоструктуры, прилегающей к внутригорным впадинам Нижне-Бамбуйской и Тулдуньской, имеют сравнительно широкие долины с продольными пологими профилями. Долины в поперечном профиле трапециевидны, с широкими педиментами, моделированными мерзлотно-солифлюкционными процессами. Террасы, кроме поймы и первой, а также высоких уровней, отсутствуют. Уклоны русла в верхнем течении равны 20–50 м/км, а в среднем 8–11 м/км.

Ледниковые формы рельефа. В периоды плейстоценовых оледенений в юго-западной и центральной частях Южно-Муйского хребта существовали мощные центры развития и распространения ледников, которые располагались в зоне максимальных высот (2500–2700 м). Ледники спускались как в сторону Муйских впадин (рис. 14), так и в противоположном направлении – в Ципа-Бамбуйскую внутригорную впадину. Кроме того, они также спускались в среднегорную и низкогорную области между Южно-Муйским хребтом и системой Баунтовских впадин.

Развитию интенсивного оледенения способствовали максимальные (2300–2700 м) высоты хребта и проникновение сюда воздушных

масс западного переноса, хотя и сильно иссушенных по сравнению с западными склонами хребтов Байкальского и Баргузинского. Южно-Муйский хребет в целом выше Северо-Муйского на 200–400 м и более.

В юго-западной части хребта, относящейся к Муйской морфоструктуре, располагались горно-долинные ледники, которые выходили в Верхне-Муйскую впадину по долинам рек Могой, Аку, Акуол-кит, Огня-1 и Огня-2. К югу они сползали в долины Нерунды, Дулешмы, Уоакита и Гремной. Ледники были очень короткими, морены их располагались в пределах понижений на стыке высокогорной и среднегорной зон Южно-Муйского хребта.

Наиболее мощный, главный центр оледенения находился в горном узле в верховьях рек Горбылок Муйский, Мудириккан, Бамбуйка и Бамбукой. Здесь оледенение было также горно-долинным. Ледники, направленные в сторону Ципа-Бамбуйской впадины, были в 1,5–2 раза длиннее северных. Так, длина ледника по долине р. Бамбукой равнялась 58 км, по Горбылку Ципинскому – 48 км, Бамбуйке – 40 км, Вековью – 27 км, тогда как Мудирикканский ледник имел длину 28 км, Аневирканский – 24–25 км, Горбылок Муйский – 29–30 км. Таким образом, оледенение в этом горном узле развивалось асимметрично, но асимметрия эта оказалась обратной по сравнению с оледенением Байкальского, Баргузинского и Верхне-Ангарского хребтов. Это обусловлено, прежде всего, метелевым перераспределением снега в высокогорной зоне с узкими гребневидными водоразделами. Очевидно, снег сдувался с наветренных склонов на подветренные, где при его постоянном накоплении создавались благоприятные условия для образования ледников (Базаров и др., 1978 г.). Это можно объяснить и другим близким явлением – ветровым перераспределением выпадающих твердых осадков, которое было изучено М.Г. Гросвальдом [20]. Сущность этого явления заключается в следующем. Вблизи высоких и узких орографических гребней и отдельных горных вершин (с их наветренной стороны) наблюдаются конденсация и интенсивное выпадение осадков, но из-за сильных ветров снег выпадает и накапливается не на наветренных, а на подветренных склонах. Концентрация твердых осадков таким путем приводит к асимметричному развитию горного оледенения. Об этом в какой-то степени свидетельствует экспозиция современных каров, унаследованных от плейстоценовых эпох.

Экзарационные формы рельефа в основном развиты в высокогорной части Южно-Муйского хребта, где распространен резкорасчлененный рельеф с его характерными формами – острыми карлингами, предельно узкими гребнями, широкими карами (рис. 25) и троговыми долинами с очень крутыми (свыше 40–45°) и часто скалистыми склонами, которые формировались вследствие совокупного действия ледниковых, флювиальных и гравитационных процессов. В настоящее время они в основном моделируются эрозионно-лавиновыми и разнообразными гравитационными процессами. Для этой высокогорной зоны характерны склоны, изрезанные ложбина-

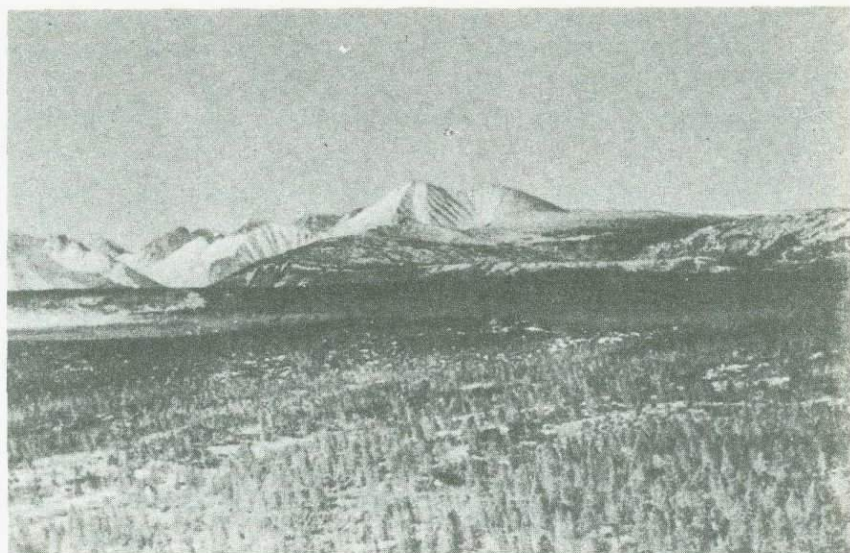


Рис. 25. Южно-Муйский хребет. На переднем плане две поверхности педиллена, перекрытые моренами

ми камнепадов, лавинными лотками и эрозионными бороздами в верхней и средней частях, засыпанные осыпными и обвальными отложениями.

В Южно-Муйском хребте развиты кары, расположенные на четырех уровнях: 1300–1400 м, 1500–1700, 1800–2000 и 2200–2500 м. Самые низкие из них, составляющие 3% от общего количества сосчитанных каров, сформировались в эпохи значительной депрессии снеговой линии. Сохранность каров плохая, морфологически они слабо выражены, днища лишены котловин, стенки выположены. В настоящее время они большей частью представляют собой водосборные воронки, заваленные глыбовым материалом. По-видимому, оледенение в ранние эпохи похолодания захватывало и среднегорную область.

В интервале высот от 1500 до 1700 м находится до 15% каров, имеющих среднюю сохранность. Хорошо сохранились кары, расположенные в интервале высот от 1800 до 2000 м (68%). Они имеют морфологически "свежий" облик, крутые тыльные стенки, озерную котловину и скалистый сглаженный ригель. В диаметре кары достигают 0,7 км, высота их стенок варьирует от 200 до 700 м. В привершинной части хребта, в интервале высот 2200–2300 м, расположено до 14% каров.

В центральной части Южно-Муйского хребта распространены ступенчатые кары, чаще расположенные в верховьях троговых долин один над другим. Кары низких гипсометрических уровней по размерам уступают карам, расположенным выше.

Экспозиция современных каров, развивающихся преимущественно в эпохи последнего оледенения, почти соответствует характеру распространения ледников.

Экспозиция	С	С-В	В	Ю-В	Ю	Ю-З	З	С-З	Всего
Число каров,	30	81	34	82	35	44	19	91	416
%	7	19	9	19	9	11	5	21	100

Отсюда видно, что кары распределены неравномерно, преобладают кары подветренных склонов. Причины неравномерного, асимметричного расположения каров нами указывались выше.

Большинство речных долин юго-западной части Северо-Муйского хребта в верховьях рек переработаны ледниками в троговые. Троговые долины отличаются от водно-эрозионных характерным *U*-образным поперечным профилем. Склоны трогов крутые в верхней части, более пологие в нижней.

Эрозионные и аккумулятивные формы, сформировавшиеся в доледниковое время, разрушены, за исключением высоких (более 250 м) эрозионных уровней. В этих долинах в послеледниковое время образовались поймы и низкая терраса, а также осыпные шлейфы вдоль крутых склонов долин, протянувшиеся сплошной полосой. Днища долин выстланы галечно-валунными отложениями селеподобных потоков и перлювием размытых морен.

В целом уклон днищ троговых долин значителен только в верхнем течении; чем ниже порядок долин, тем больше крутизна их продольного профиля. Река четвертого порядка Бамбукой в верхнем течении имеет падение 75–80 м/км, в среднем – 10 м/км, а в нижнем течении при выходе во впадину – 6 м/км. Продольные профили в верховьях рек весьма крутые: Вековье (56–59 м/км), Горбылок Муйский (75 м/км), Жанок (63 м/км). В среднем и нижнем течении они резко выпрямляются, так же как у р. Бамбукой.

Троговые долины боковых притоков соединяются с главными трогам через приустьевую ступень высотой от 50–70 до 200–300 м. В верховьях рек Бамбуйки, Бамбукой и Горбылок встречаются висячие трогоподобного же типа. У главных трогов (реки третьего-четвертого порядков) развиты наклонные плечи шириной до 30–50 м, переработанные склоновыми процессами.

Аккумулятивные ледниковые формы рельефа, представленные конечными, донными и боковыми моренами, широко распространены в троговых долинах Южно-Муйского хребта.

По речным долинам, направленным в стороны Муйско-Кондинской и Горбылокской впадин, происходило неоднократное выдвигание ледников, оставивших конечные морены, вложенные одна в другую. Конечные морены в настоящее время установлены по Мудирикану, Аневиркану и Горбылоку Муйскому, берущим начало в центральной наиболее высокогорной части хребта.

В долинах Мудирикана и Аневиркана выделяются по две морены, которые отличаются друг от друга по морфологии, сохранности и

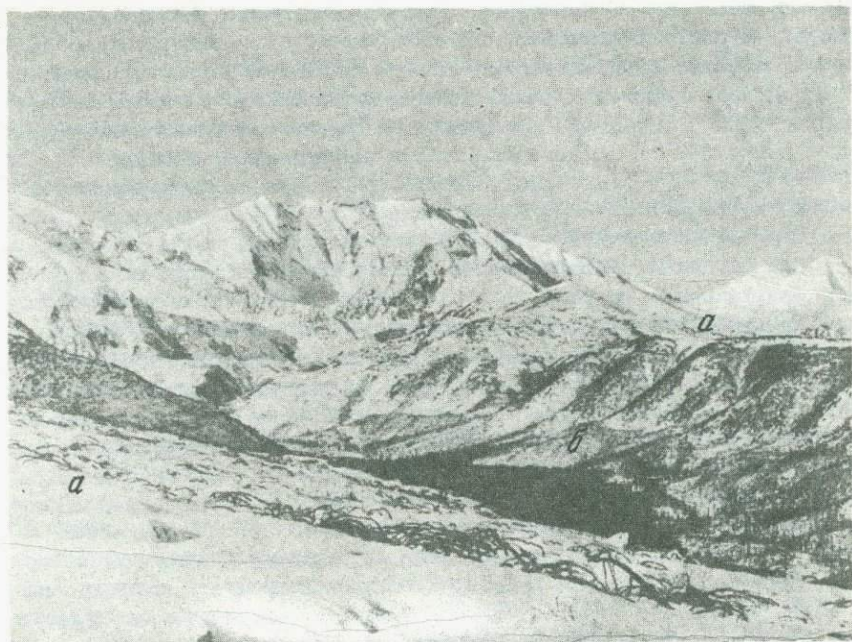


Рис. 26. Морены среднеплейстоценового (а) и верхнеплейстоценового (б) ледника в долине Мудирикана. Фото А. С. Ендрихинского

геоморфологическому положению. Наиболее древняя морена залегает на слабонаклонных и наклонных уровнях по правобережью Мудирикана на высоте 200–220 м над уровнем реки, без учета углубления долины во время последующего межледниковья (рис. 26). По долине Аневиркана она залегает на таких же уровнях и высотах, но по обе стороны русла реки. Вторая, молодая морена, по этим рекам залегает ниже уровня древней морены. Она, наоборот, выдвинута дальше, в сторону Муйско-Кондинской впадины по троговым долинам, глубоко врезанным в поверхность высокого уровня, на котором располагается древняя морена. Высота залегания ее до 100 м над уровнем рек. Рельеф молодой морены бугристо-западинный, хорошо выраженный по сравнению с древней. Фронтальный уступ ее также четко выражен. Молодая морена вложена в послеледниковые каньонообразные долины.

В приустьевой части р. Горбылок Муйский наблюдаются две морены, вложенные одна в другую. Ранняя морена залегает на относительных высотах 240–260 м над уровнем реки. Поздняя морена занимает более низкое гипсометрическое положение, на высотах 140–180 м, без учета врезания долины во время межледниковья и послеледниковья.

Еще лучше выражены морены по долинам рек Бамбуйки и Бамбукой, стекающих с Южно-Муйского хребта на юг и юго-восток. В устьевой части р. Бамбукой наблюдаются три морены различной

высоты залегания и различной сохранности. Самая древняя морена Бамбукоя распространена на высокой увалистой поверхности в пределах относительных высот от 160 до 240 м над уровнем реки. В плане она выражена в виде концентрической дуги, хотя и сохранилась лишь отдельными фрагментами. Высота ее фронтального уступа равна 30–40 м. На поверхности наблюдаются крупные (до 2–3 м) валуны с ледниковыми шрамами. Вторая морена имеет довольно хорошую сохранность. Конечно-моренный вал выдвинут дальше вала первой морены вплоть до юго-восточного борта Ципа-Бамбуйской впадины и располагается вдоль русла р. Бамбуйки. Высота его фронтального уступа 70–80 м. Общая высота залегания морены над Бамбукоем находится в пределах от 150 до 200 м. Рельеф поверхности грядово-западинный, эскеровый. Самая молодая – третья морена, вложенная в древние морены, распространена вдоль русла реки. Высота ее моренных холмов над уровнем Бамбукоя составляет 20–40 м.

По долине Бамбуйки установлены следы трех оледенений. Морена самых ранних ледников располагается на высоте 230–250 м над уровнем реки. Фронтальная часть ее размыта. Вторая верхнеплейстоценовая морена прислонена к первой и выдвинута дальше первой до южного борта Ципа-Бамбуйской впадины. Третья морена самая низкая (20–40 м) и самая "свежая" по сохранности.

Внутренняя пониженная зона Бабанты-Удоканской морфоструктуры, расположенная между Южно-Муйским хребтом и горами Бабанты, представлена системой внутригорных впадин: Ципа-Бамбуйской, Тулдунской, Нижне-Бамбуйской, Кокаревско-Джилиндинской. Последние находятся несколько в стороне от первых, четкообразно расположенных впадин.

Ципа-Бамбуйская внутригорная впадина вытянута в северо-восточном направлении на 60 км, ширина ее составляет 6–10 км. С юго-запада впадина замыкается Горбылокской перемычкой в районе горы Паикада (1796 м), на северо-восток от Тулдунской отделяется Амаатканской перемычкой. Средняя отметка днища равна 900–1000 м. Окружающие ее хребты возвышаются над впадиной на 1100–1500 м. Поперечный профиль впадины асимметричный: юго-восточный борт ее крутой, осложненный тектоническим разломом, выраженным в рельефе, северо-западный борт пологий, холмисто-увалистый. Северо-восточная часть этой впадины подпруджена ледниковыми отложениями троговых долин Бамбуйки и Бамбукой. Рельеф морен мелкохолмисто-западинный с многочисленными озерами. В юго-западной части днища котловины широкое, плоское и заболоченное, с разновеликими пойменными озерами. По ней интенсивно меандрирует р. Ципа.

Тулдунская впадина, расположенная в одной полосе опускания с Ципа-Бамбуйской, имеет в длину 30 км, в ширину от 4 до 8 км. форма ее треугольная, с широким, плоским, слегка заболоченным и заозеренным днищем. Впадина в поперечном сечении асимметрична – юго-восточный борт ее крутой, совпадающий с Тилишминским разломом, представленным 50–70-метровой зоной дробленых и милонитизированных пород.

Ципинско-Тилишминская система молодых активизированных разломов, контролирующая цепь названных впадин, является структурно-геоморфологическим швом между Ципа-Бамбуйской и Тулдунской впадинами, с одной стороны, и обрамляющим их с юго-востока высоким краем, который относится к горному массиву Бабанты, — с другой.

Южно-Бамбуйская впадина, имеющая северо-восточную ориентировку, также является внутривпадинной недоразвитой впадиной. Длина ее 21 км, ширина 5-7 км. Днище плоское, террасированное, абсолютная высота его 525-570 м. Поперечный профиль его симметричен, борта пологие.

Нижне-Джилидинская-Таксимская внутривпадинная впадина прослеживается на северо-восток от Кокаревского расширения Витима. Длина ее более 40 км, ширина в юго-западной части — 6-7 км. На северо-востоке, в районе водоразделов Нижней Джилинды и Таксимы, она сужается до 3-4 км, а далее снова расширяется. В расширенных участках днище впадины плоское. Абсолютная его высота равна 540-570 м. В поперечном сечении эта впадина имеет асимметричное строение: юго-восточный ее борт крутой и ступенчатый, что обусловлено движением по двум параллельным новейшим разломам. Ширина тектонической ступени 1,5-2 км, длина — 40 км. Абсолютная высота ступени равна 1200-1300 м, а абсолютные высоты Каларского хребта 1800-2000 м. Северо-западный борт впадины представлен выложенными горами высотой 1200-1300 м в юго-западной части и 1600-1700 м — в центральной. Нижне-Джилидинская-Таксимская впадина делит Бабанты-Удоканскую морфоструктуру на две части — юго-западную и северо-восточную. К внутренней пониженной зоне Бабанты-Удоканской морфоструктуры относятся низкогорные и среднегорные участки, распространенные в бассейне Тулдуни, Бамбуйки, по лево- и правобережью Витима выше устья Тулдуни. Низкогорная ступень имеет высоту 1000-1200 м, а среднегорная — 1500-1700 м. Для этой области характерны выложенные, плоские вершины — реликты древней поверхности выравнивания, а также пологие и средней крутизны склоны, моделированные склоновым плоскостным смывом, морозно-мерзлотными и морозно-солифлюкционными процессами. Древние выровненные поверхности занимают значительные протяженные площади (до 3-5 км²) на водоразделах большинства рек этой пониженной зоны. Они располагаются в двух ярусах на высотах 1000-1200 и 1500-1600 м.

Внутренняя пониженная зона на северо-восток от Джилидинско-Таксимской зоны разломов смещается на северо-запад от осевой линии морфоструктуры и занимает северо-западное крыло сводового Удокан-Каларского' единого поднятия или зону сочленения Удокана с Южно-Муйским хребтом. В зоне сочленения этих хребтов, как указано выше, развивается ряд мелких положительных и отрицательных блоковых морфоструктур. Часть этих морфоструктур расположена на изученной нами площади и представлена Верхне-Кондинской, Намаракитской эмбриональными впадинами и обрамляю-

шими и разделяющими их асимметричными короткими хребтами — одно-сторонними горстами. По существу, эти впадины представляют собой опущенные края перекошенных и наклонных к югу блоковых структур.

Верхне-Кондинская внутригорная впадина, расположенная почти субширотно, имеет длину 42–43 км и ширину 4–6 км. Юго-западная часть впадины смещена на северо-запад в виде отдельной небольшой треугольной впадинки-сателлита с плоским заболоченным днищем. Абсолютная высота дна Верхне-Кондинской впадины колеблется от 550 до 630 м. Впадина в поперечном сечении асимметричная: южный борт ее крутой и обусловлен продольным молодым разломом, а северный — пологий. Вдоль южного борта прослеживаются наклонные шлейфы и конусы выноса. Днище впадины занято пойма и низкими террасами Конды.

Намаракитская впадина имеет также субширотное направление. Она расположена параллельно и южнее Верхне-Кондинской впадины. Длина ее 30–32 км, а ширина 2–3 км. Она имеет сложное внутреннее строение и состоит из нескольких мелких структур — опущенных участков. Два из них, имеющие изометрические очертания, заняты Намаракитскими озерами. Восточная часть впадины морфологически слабо выражена и запружена мореной речек Пурелаг и Намаракит. Западная, наиболее хорошо выраженная ее часть со слабонаклонным днищем сложена аллювиальными, солифлюкционными и пролювиально-коллювиальными отложениями. По днищу распространены I и частично II надпойменные террасы. Шлейфы и конусы выноса вдоль южного борта поднимаются над днищем впадины до высоты 100–150 м, местами еще выше. При Муйском землетрясении 27 июня 1957 г. в Намаракитской впадине образовалась сложная система сейсмодислокаций, протяженность главной из ее ветвей 15 км, общая — до 25 км. Впадина опустилась на 5–6 м и сдвинулась на юго-запад. В борту впадины наблюдались смещения до 9–10 м и образовались зияющие трещины шириной до 10 м и глубиной до 8 м. В результате опускания во впадине образовалось новое подпрудное озеро, которое позже было спущено.

Зона сочленения Южно-Муйского и Удоканского хребтов Бабанты-Удоканской морфоструктуры разбита на узкие блоки разломами северо-восточной и субширотной ориентировки (см. рис. 16). Характерно, что блоки перекошены и наклонены к югу, вследствие чего вдоль опущенных краев их располагаются вышеуказанные мелкие внутригорные впадины. Водораздельные части горных краев, как правило, выположенные и плоские, вероятно, представляют собой остатки некогда единой выровненной поверхности. Отмечается понижение высот вершинной поверхности блоков в южном направлении на 300–500 м. Северные и северо-западные склоны блоков значительно круче противоположных, часто осложнены сериями субпараллельных и кулисообразно расположенных разломов, изрезаны многочисленными эрозионными ложбинами и лавинными потоками. Вдоль подножий склонов протягивается мощный коллювиально-пролювиальный шлейф. Максимальные высоты блоков сдвинуты к северным и северо-западным склонам.

Хребет Бабанты – крупное компактное горное сооружение длиной 150 км. Ширина его в юго-западной узкой части равна 35 км, а на северо-восток увеличивается до 60 км. Абсолютная высота хребта варьирует в пределах 2200–2400 м, а отдельные вершины его достигают 2500 м. Хребет на северо-западе граничит с Ципа-Бамбуйской и Тулдунской внутригорными впадинами. Параллельно этим впадинам расположена узкая северо-западная гряда гор Бабанты. Она местами отделена от основного массива зонами опускания типа Кудур-Умнундинской. На северо-восток хребет Бабанты через пониженные среднегорные участки переходит в Нижне-Каларский хребет и горы, обрамляющие Нижне-Джилиндинскую впадину с северо-запада.

В высокогорной зоне этого хребта развит эрозионно-ниваационный рельеф с его характерными формами: широкими и плоскими водоразделами, нагорными террасами и нивальными цирками.

Плоские водоразделы – реликты древней поверхности выравнивания распространены здесь довольно широко. Они встречаются не только в осевых частях, но и на склонах отрогов хребта. Ширина их достигает 200–500 м, а длина 5–10 км. В пределах этих выровненных участков наблюдаются небольшие вершины с пологими склонами.

Нагорные террасы весьма широко распространены. Они гирляндами опоясывают склоны высоких и средних гор, располагаясь ярусами одна над другой, через хорошо выраженные уступы. Наличие многочисленных уступов придает склону ступенчатость. Выделяется до 5–6, а в редких случаях до семи ярусов нагорных террас. Ширина их площадок обычно небольшая – 20–40 м. С увеличением крутизны склона уменьшается ширина террасы и возрастает высота коренного уступа. На междуречье Голубе и Пашкова Ключа эти террасы имеют значительные размеры: длина их местами достигает 900 м, ширина – 400 м. На поверхности их развиты каменные полосы и многоугольники. Нагорные террасы по высоте расположения разделяются на современные и реликтовые. Первые развиваются в гольцовой зоне выше границы леса. Реликтовые обычно находятся в лесной зоне области среднегорья. Последние сформировались в эпоху плейстоценовых похолоданий климата, когда морозное выветривание и смещение их продуктов происходило очень интенсивно.

Нивальные цирки, так же как ледниковые кары, формируются в водосборных воронках. Здесь они приурочены к склонам северной, северо-восточной и восточной экспозиций, имеют вогнутую обрывистую заднюю стенку. В устьевой части их наблюдаются формы аккумулятивного нивального рельефа – каменные глетчеры, которые многими исследователями принимаются за каровые морены. Очевидно, в формировании нивальных цирков главную роль играют снежники, так как они, по мнению Л.Н. Ивановского [35], способны создавать такие же формы рельефа, что и ледники. Под снежником идет морозное выветривание, в результате этого подстилающие породы стенки водосборной воронки или нивального цирка размельчаются. Особенно интенсивное выветривание наблюдается у задней стенки, где

скапливается снег. Материал выносится из-под снежника тальми водами. При постоянном выветривании и выносе материала задняя стенка цирка (и не только задняя) в нижней части углубляется или отступает. Верхние части стенок моделируются и разрушаются при обрушении снежных карнизов и действии камнепадных процессов. Таким образом, в высокогорной части хребтов в результате морозного выветривания и гравитационных процессов происходит рост нивальных цирков и закладываются новые нивальные цирки без ледников, но при обязательном содействии снега.

Горы Бабанты, несмотря на большие высоты, достигающие 2300–2500 м, в четвертичном периоде не подвергались горному оледенению. Это обусловлено континентальным климатом и глубоким тыловым положением этих гор по отношению к передовым хребтам (Байкальскому, Баргузинскому, Верхне-Ангарскому, Северо-Муйскому и Южно-Муйскому), постепенно перехватывающим всю влагу западного переноса. Возможно, наиболее высокие части гор Бабанты во время плейстоценовых похолоданий климата испытывали каровое оледенение, но следы его, вероятно, уничтожены последующими интенсивными морозно-солифлюкционными и нивационными процессами.

МОРФОСТРУКТУРЫ КАЙНОЗОЙСКИХ ВПАДИН

Северо-Байкальская морфоструктура

В описываемую морфоструктуру, кроме акватории Байкала, включаются узкая полоса западного и восточного побережья озера и заболоченная и полузатопленная Ангаро-Кичерская равнина. Северо-Байкальская морфоструктура с запада и северо-запада ограничивается резким и четким уступом, образуемым склонами Рель-Тыйской среднегорной ступени и Кичерским хребтом, а с востока – склонами низко- и среднегорных отрогов Баргузинского хребта. Северо-Байкальская впадина является отрицательной морфоструктурой неоген-четвертичного возраста, входящей в Байкальскую рифтовую зону. Северо-западный и западный крутой уступ впадины имеет сбросовое происхождение. Это участки крутого берега от мыса Котельниковского до устья р. Горемыка и от мыса Курла до пос. Нижне-Ангарск. Ниженный участок побережья между с. Байкальским и мысом Курла характеризуется блоковым строением и косой ориентировкой мелких морфоструктур относительно береговой линии оз. Байкал. С Баргузинской стороны четко выражена лишь граница севернее мыса Биракан, где Северо-Байкальскую впадину ограничивает серия кулисообразно расположенных сбросов в основном северо-восточной ориентировки. Южнее указанного мыса восточное ограничение впадины нечеткое, граница проходит по склону средне-низкогорной ступени. На северо-востоке Северо-Байкальская морфоструктура сопряжена с Кичеро-Верхне-Ангарской положительной морфоструктурой через структуры типа Кичерского грабена и Дзелиндинской инфантильной впадины. Анагаро-Кичерская аккумулятивная равнина, судя по дан-

ным геофизических исследований и мощности рыхлой толщи кайнозойского возраста, является наиболее прогнутым сухопутным участком во впадине.

По морфологии Северо-Байкальская морфоструктура является котловиной асимметричного строения. Северо-западный склон ее в целом выражен четко. Здесь, в юго-западной части акватория озера без переходной зоны ограничивается Рель-Тыйской среднегорной ступенью. Склоны Байкальской впадины на этом отрезке характеризуются значительными уклонами (до 40-45° и более). Вдоль них широко развиты обвально-осыпные шлейфы. Массовые смещения грубого материала происходят в результате гравитационно-тектонических явлений и абразионной деятельности озера. Постоянный подмыв основания склонов вызывает неустойчивое состояние склоновым образованиям. Так, на участке Курла-Дальняя Тошка подножия склонов Байкальской котловины были сильно подмыты за последние 15 лет, когда уровень озера повысился в результате подпора со стороны Иркутской ГЭС. Поступающий к подножию склонов коллювиальный материал образует узкие, интенсивно абрадируемые крупноглыбовые пляжи. Естественно, что подобные условия не благоприятствуют формированию озерных террас. Поэтому здесь наблюдаются лишь небольшие фрагменты аккумулятивных уровней высотой 8-12 м (мыс Красный Яр, район устья р. Чуны), прислоненные к крутым коренным склонам впадины. Между скальными и крутыми склонами, обусловленными новейшими разломами, располагаются губы и бухты с аккумулятивными формами рельефа, а также конусы выноса рек, стекающих с восточного склона Байкальского хребта.

Северо-восточнее пос. Нижне-Ангарск склон впадины также выражен четко и круто; он в этой части расчленен многочисленными распадками и крутыми логами, не говоря о долинах рек Холодной, Нюрундукан, Душакан и др. На этом участке между дном впадины, т.е. Ангаро-Кичерской равниной и склоном Кичерского хребта, расположен комплекс террас высотой 18-20, 25-30 и 50-60 м, сочлененных с ними наклонных шлейфов и вложенных в первые конусов выноса рек.

Баргузинский склон впадины также высокий, но выглядит несколько расплывчато из-за более или менее широкой полосы слабонаклонных аккумулятивных равнин, моренных холмов и валов, озерных террас и предгорий. Северо-восточнее р. Акуликан, вдоль склона Баргузинского хребта, прослеживается слабонаклонная равнина в интервалах абсолютных высот 460-550-600 м, состоящая из конечно-моренных валов и конусов выноса. Южнее, по восточному побережью озера, протягиваются озерные террасы низкого и среднего комплекса и конечно-моренные валы в устьях рек, стекающих с западного склона Баргузинского хребта.

Ангаро-Кичерская равнина наклонена с северо-востока на юго-запад, в сторону оз. Байкал. Абсолютная высота ее меняется от 460 до 550 м. Она представляет собой озерно-аллювиальную заболоченную и полузатопленную равнину с комплексом озерных и речных террас и конечно-моренных валов Кичерских ледников.

Ниже приводится более подробное описание озерных террас и ледниково-аккумулятивных форм рельефа, наиболее широко распространенных во впадине.

Озерные террасы. На участке от устья р. Рель до мыса Курла береговая линия оз. Байкал представлена широкими бухтами (губами) Богучанской, Сеногдинской и Слюдянской. Они отделены друг от друга мысами Тонкий, Красный Яр, Лударь, Писаный Камень. В губах и бухтах развит исключительно аккумулятивный рельеф, состоящий из пляжей, береговых валов, разновысотных озерных террас. Самая низкая, первая терраса высотой 2-4 м, наблюдается в губе Богучанской. Здесь, в уступе террасы, обнажаются грязно-бурые, темно-бурые мелкозернистые пески (мощность 1,55 м) и серые разнотернистые пески с примесью грубозернистых, с линзами и прослоями алевритов и глинистых песков с пятнами слабо обохривания (1,5 м). Такая же терраса прослеживается в районе бывшей деревни Тыи. Отложения террасы представлены глинистыми песками с незначительной примесью дресвы. В верхней части разреза наблюдаются 3-4-сантиметровые прослой темно-бурого слабо разложившегося торфа. Цоколь террасы сложен мелкими хорошо окатанными валунами.

Разрез озерных (в значительной степени лагунных) отложений описан в уступе 4-метровой террасы в губе Сеногда. Она сложена сверху светло-бурыми горизонтально слоистыми мелко- и тонкозернистыми песками (мощность 1,3 м) и желтовато-бурыми тонкозернистыми песками с тонкими волнистыми слоями алевритов (мощность 0,45 м). Среди этих песков встречен маломощный (0,2 м) прослой слабосортированных разногалечно-гравийно-песчаных отложений. Пески лежат на галечнике небольшой мощности (0,5 м) с желтовато-бурым песчано-гравийным заполнителем. На контакте с верхней песчаной пачкой отмечается прослой (мощность 0,2 м) черных иловатых глин. Подстиляется галечник серой иловатой глиной с тонкими линзами желтовато-бурых мелкозернистых песков (мощность 0,25 м). Ниже лежат темно-бурые алевриты, переслаивающиеся с черной жирной глиной, содержащей большое количество мелких чешуек слюды. В низах разреза встречена мерзлота.

Вторая озерная терраса высотой 5-7 м прослеживается в Богучанской и Слюдянской губе. В разрезе 5-метровой террасы на южной стороне Слюдянской губы в 2 км от мыса Тонкого сверху обнажаются неяснослоистые желтовато-серые и светло-серые (пепельные) мелкозернистые пески с примесью мелкого гравия и грубозернистого песка, с тонкими прослоями крупнозернистого песка (мощность 2,65 м). Ниже лежит разноразмерный галечник (окатанность галек 3-4 классов), в верхней части существенно песчаный, с прослоями темно-серых мелкозернистых и ржаво-желтых мелко- и среднезернистых ожелезненных песков с неясно выраженной слоистостью мощностью до 0,4 м и светло-серого средне- и крупнозернистого хорошо промытого неслоистого песка (мощность 0,1 м). В низах разреза встречаются небольшие линзы (мощность до 0,15-0,20 м) серого среднезернистого косослоистого песка.

В Богучанской губе эта терраса имеет высоту 6–7 м. На уступе террасы сверху обнажаются светло-серые и темно-серые алевриты с линзами светло-серых тонкозернистых песков. Мощность их равна 2,4–2,7 м, нижняя часть террасы состоит из ржаво-желтых грубо- и крупнозернистых хорошо промытых песков и гравия (до 3,0 м). Вторая терраса Байкала в глубь побережья постепенно переходит в более высокие террасы или местами перекрывается склоновыми образованиями. В отличие от первой в разрезе второй террасы наблюдается заметное увеличение доли галечного материала.

Третья терраса Байкала высотой 8–12 м наблюдается также в Слюдянской и Богучанской губе. На северной стороне Слюдянской губы в уступе 9-метровой террасы сверху залегают красновато-бурые разногалечные и мелковалунные хорошоокатанные отложения с заполнителем из разнозернистого глинистого песка и гравия мощностью 6 м. Ниже лежат палевые, желтовато-бурые мелко- и тонкозернистые пески с небольшим количеством рассеянной по всему слою мелкой гальки и гравия. Слоистость неясно выраженная горизонтальная, подчеркнутая тонкими слоями темноцветов (мощность 4 м).

Сходное с вышеописанной террасой строение имеет и разрез 8–12-метровой террасы в губе Богучанской. Здесь терраса сложена в основном светло-серыми и желтоватыми разнозернистыми, средне- и крупнозернистыми песками с горизонтом грубых валунно-галечно-глыбовых, интенсивно выветрелых отложений.

Из описаний видно, что 8-метровая терраса сложена более грубыми галечно-валунными отложениями, а вблизи выходов коренных пород в разрезе отмечаются неокатанные глыбы. Один из самых интересных разрезов для стратиграфии четвертичных отложений региона находится в районе с. Байкальского, где в уступе четвертой – 18–20-метровой террасы сверху залегают мелко- и среднезернистые хорошоокатанные галечники с желтовато-бурым песчаным заполнителем (мощность 0,7 м), ниже их обнажаются светло-серые косо- и горизонтально-слоистые пески и пылеватые супеси (мощность 1,5 м). Нижняя часть разреза сложена грубообломочными отложениями – галечниками, валунами и глыбами (мощность 6,0 м) различной степени окатанности с желтовато-бурым песчано-мелкогалечным заполнителем. Вниз по разрезу наблюдается постепенное увеличение размеров грубообломочного материала, отдельные глыбы в низах толщи достигают 1,0–1,2 м в поперечнике. На глубине 5,7 м от поверхности террасы встречен маломощный горизонт (1,0 м) светло-бурых и красноватых пылеватых супесей со значительной примесью грубозернистого песка.

По данным В.Д. Маца и др. [57], в нижних покольных слоях террасы обнаружено большое количество остатков мелких грызунов хорошей сохранности. Нахождение в составе фауны тушканчиков, корнезубого цокора определению указывает на эоплейстоценовый возраст (средний-верхний эоплейстоцен) рассматриваемых осадков. По схеме МСК (1932) эти слои датируются нижним плейстоценом. Перекрывающие их галечно-валунные отложения, по данным тех же

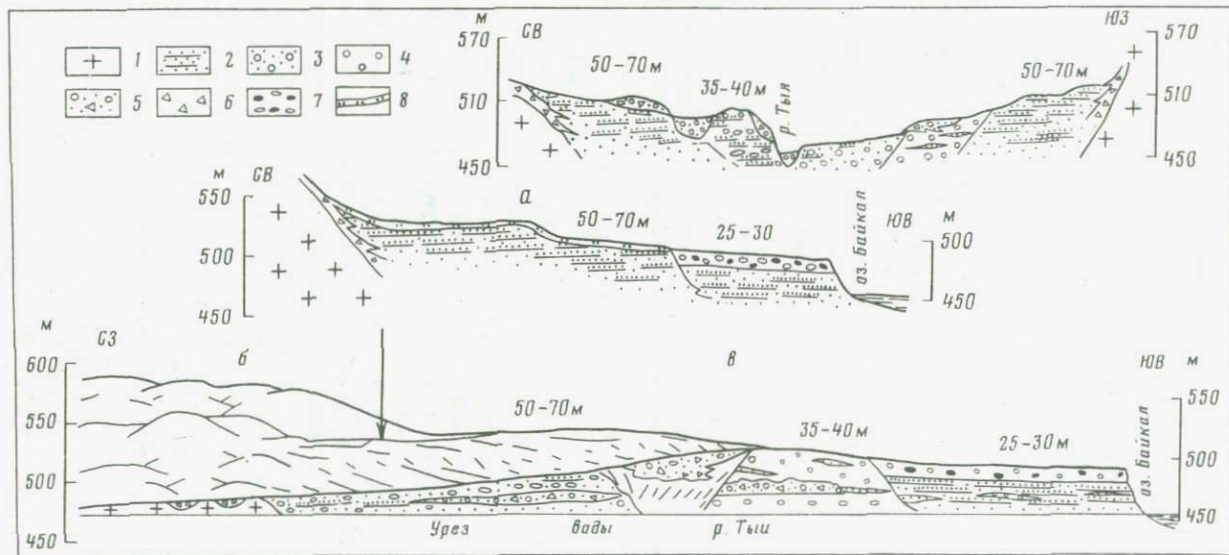


Рис. 27. Геолого-геоморфологические профили устья р. Тын

1 – кристаллические породы; 2 – озерно-речные отложения; 3 – аллювиальные валунно-галечно-песчаные отложения; 4 – аллювиальные валунно-галечные отложения; 5 – селевые отложения; 6 – склоновые отложения; 7 – пролювиальные валунно-галечные отложения; 8 – покровные супеси и алевриты

а – высокая озерная терраса; *б* – низкогорье; *в* – террасы. Стрелкой обозначен карьер с фауной

авторов, имеют плейстоценовый возраст. Можно предположить, что и цоколи других террас, прослеживающиеся вдоль останцовых гор и возвышенностей на Рель-Слюдянском междуречье, имеют такой же возраст. Более того, по данным геофизических исследований, проведенных геофизиками Бурятского геологического управления, мощность рыхлых отложений в устье р. Талой достигает 200 м [57]. Возраст этих погребенных под антропогенными осадками отложений более древний, чем цокольных слоев террасы у с. Байкальского. Возможно, они относятся к плиоцену.

Высокий аккумулятивный уровень картируется в районе устья р. Тья (рис. 27). Здесь, юго-западнее и северо-восточнее от реки, прослеживается хорошо выраженный прямолинейный крутой уступ высотой 30-35 м. Верхняя поверхность уровня слегка всхолмлена и в сторону склона впадины переходит в более высокий уровень, в поверхность 50-60-метровой террасы. В верхней части уступа между р. Тья и мысом Курла повсюду обнажаются галечно-валунные хорошоокатанные отложения с разнозернистым, преимущественно грубым, пылеватым песком. Мощность грубообломочных отложений 10-12 м. Ниже залегают часто переслаивающиеся линзы и тонкие прослои горизонтальных серых, пепельно-серых песков, замещенных кое-где по простиранию алевритовыми осадками. Заметны небольшие прослои косослоистых песков. По литолого-фациальным характеристикам рассматриваемая толща отчетливо дифференцируется на аллювиально-пролювиальные осадки р. Тья, представленные грубокластическим материалом верхней пачки разреза, и подстилающие озерные отложения, сформированные в зоне прибрежного мелководья в условиях слабого течения впадавшей в озеро р. Тья. Здесь прослеживается 20-25-метровая озерная терраса, перекрытая отложениями наземной дельты р. Тья.

Высокая 50-60-метровая терраса оз. Байкал, прослеживающаяся по левобережью Тья, имеет бугристую и слабонаклонную поверхность. Она поката в сторону Байкала и Тья. Самая верхняя часть террасы находится в северной окраине пос. Северо-Байкальск. В карьере, заложенном в тыловой части террасы, в устье небольшого, но широкого распада обнажается верхняя часть озерных осадков, в которых залегают небольшие пачки пролювия из соседнего распада и делювиально-солифлюкционные, коллювиально-солифлюкционные отложения, так как здесь очень близок коренной склон впадины. На стенке карьера сверху обнажается светло-серый мелкозернистый песок, неслоистый, затронутый процессами ожелезнения и карбонатизации (мощность 1,3 м). Ниже их наблюдаются мелкозернистые пески серого и желтовато-серого цвета с горизонтальной, редко косой и диагональной слоистостью, с тонкими прослоями темно-бурых суглинков, светло-серых тонко- и среднезернистых песков. В нижней части стенки карьера слоистость в песках выражена неясно, появляется значительное количество мелкой рассеянной дресвы и небольшие линзы и прослои крупнозернистого песка с дресвой. На контакте с нижней толщей лежат грубообломочные отложения-неокатанные глыбы (до 0,4 м в поперечнике) со щебнем и дресвой.

В 20 м от стенки карьера, на дне сделано несколько углублений. На стенке первого обнажаются серые, палево-серые, светло-серые пески, деформированные мерзлотным клином, высотой 1,5–1,8 м. Клины заполнены в основном ожелезненными песками желтовато-бурого, красновато-бурого цвета. На уровне деформированного слоя встречаются отдельные пятна растащенной погребенной почвы. В палево-серых, серых, светло-серых песках с горизонтальной слоистостью, на уровне мерзлотных деформаций и погребенных почв и чуть ниже их (в пределах 0,5–1,0 м) был найден почти полный скелет раннего мамонта *Mammuthus primigenius* (предварительное определение Л.Н. Иваньева)*.

На основании этой находки можно сделать вывод о том, что верхняя часть отложений 50–60-метровой террасы Байкала сформировалась во II половине среднего плейстоцена. Если отложения этой террасы сопоставить с отложениями шестой террасы долины Верхней Ангары и Верхне-Ангарской впадины, то в целом террасу следует датировать как нижне- и среднеплейстоценовую.

Озерное происхождение имеют слабонаклонные холмистые равнины на Рель-Слюдянском междуречье с относительными превышениями над уровнем озера 50–60 м. Древняя озерная аккумуляция происходила в заливе, вдававшемся в глубь современного побережья до уступа Слюдянского разлома. Вероятно, небольшими заливами озерные воды проникали и вверх по долинам Рели, Тыи, Слюдянки и других, но позже озерные равнины были эродированы реками.

Таким образом, на участке побережья между устьем Рели и мысом Курла выделяется комплекс низких и средних озерных террас высотой 2–4, 5–7, 8–12, 18–20, 25–30 и 50–60 м.

В районе пос. Нижне-Ангарск и северо-восточнее его, вдоль борта впадины, наблюдаются следующие террасы: I – 2–3 м, II – 6–7 м, III – 10–12 м, IV – 18–20 м, V – 30–35 м, VI – 50–60 м. Низкая, 2–3-метровая терраса, прослеживается в районе пос. Нижне-Ангарск. Она сложена галечниками.

II терраса (6–7 м) также состоит из галечно-валунных и щебнистых отложений. Фрагменты 10–12-метровой озерной галечниковой террасы отмечены севернее ручья Чуна. Хорошо выражен аккумулятивный уровень высотой 30–35 м в устьевой части р. Дальняя Тошка. Верхняя часть разреза сложена грубообломочными дресвяно-щебнисто-глыбовыми отложениями с редкими валунами и гальками. В низах верхней толщи наблюдаются небольшие линзы грубозернистых песков. Мощность отложений этой толщи равна 18–20 м. Нижняя

* Местонахождение мамонта было обнаружено работниками треста Нижнеангарскстрасстрой. Раскопки и изучение разреза производили сотрудники Геологического института БФ СО АН СССР Р.Ц. Будаев, Н.П. Калмыков, В.И. Судаков, Д.-Д.Б. Базаров, старший научный сотрудник Лимнологического института СО АН СССР В.Д. Мац и сотрудник Бурятского республиканского краеведческого музея А.С. Пискунов.

часть обнажения у р. Тошки состоит из сильнонаклонных, часто переслаивающихся, песчаных, гравийных и щебнисто-галечных отложений. Мощность слоев колеблется от 0,5 до 1,0 м. Наклон слоев достигает 30–32° с падением на СВ 5–10°. Верхние слои залегают более или менее горизонтально, они постепенно переходят в наклонные слои. Граница между этими двумя толщами четкая, верхняя толща на нижней залегают с разрывом. Верхние горизонтальные слои имеют селевое происхождение, а нижняя толща отлагалась в озерных условиях. Периферическая часть сорванного разломом конуса выноса постепенно наращивалась в условиях затопления при значительных глубинах у берегов. У подножия уступа расположена наклонная к озеру поверхность верхнеплейстоценового конуса выноса р. Тошки. Она подмыта со стороны Байкала, высота абразионного уступа 7–8 м. В северо-восточном направлении от Нижне-Ангарска, вдоль крутого приразломного борта Байкальской впадины, прослеживаются три террасы высотой 18–20 м, 25–30 и 50–60 м. Четвертая озерная терраса высотой 18–20 м наблюдается в районе с. Душкочан. Она здесь прислонена к террасе высотой 25–30 м, сложенной сверху горизонтально-слоистыми железистыми песками и галечниками. Видимая мощность их в стенке карьера составляет 6–7 м. Самая высокая озерная терраса высотой 50–60 м морфологически исключительно хорошо выражена. Она прослеживается между реками Душкочан и Неручанда. Рельеф террасы слегка всхолмлен за счет падей и лошин, врезанных в ее наклонную поверхность. Терраса сложена галечными и валунными отложениями, а тыловая часть ее перекрыта колловиальными и колловиально-делювиальными шлейфами.

Весь северо-восточный берег оз. Байкал представлен песчаной косой, называемой "Ярками", которая отделяет от акватории озера плоскую низменную, заболоченную и полузатопленную в юго-западной части Ангаро-Кичерскую равнину. Коса в нескольких местах размыта устьями Кичеры и Верхней Ангары. Ширина ее достигает 150–200 м и понемногу выклинивается к юго-востоку. В результате эоловой деятельности пески интенсивно перевеиваются, формируя дюны высотой до 3–5 м. В районе Дагарской губы на аэрофотоснимках отчетливо выражены три уровня стояния озерных вод, которые, судя по сохранности, совсем недавно вышли из зоны влияния берегоформирующих процессов. Нижний уровень представляет собой береговые дюны высотой 8–10 м, развивающиеся на 2–3-метровой террасе и удаленные в настоящее время на 400–500 м от Байкала. На этих дюнах обнаружены остатки орудий и керамика неолита.

Несколько более однообразен по своему строению участок восточного побережья оз. Байкал. Здесь широко распространены озерные отложения, слагающие разновысотные террасовые уровни. Самая низкая первая озерная терраса высотой 2–4 м прослеживается в широких бухтах Аяя, Хакусы, Томпа и др. Вторая, 5–7-метровая терраса известна в губе Большой Самдакан, Хакусы, Лаканда, Бирея.

В разрезе этой террасы, в губе Самдакан, сверху обнажаются серые несортированные пылеватые разнозернистые пески (мощность 0,25 м), вниз по разрезу переходящие в желтовато-бурые грубозернистые слабосортированные пески с неясной горизонтальной слоистостью (мощность 0,60 м). Ниже идут серые грубозернистые пески с небольшим содержанием гравия и мелкой гальки, с линзами мелкозернистых песков, обогащенных темноцветными минералами. В низах песчаной толщи отмечается горизонтальное переслаивание серых грубозернистых песков с желтовато-серыми мелкозернистыми песками с незначительной примесью гравия и мелкой плохокатанной гальки. На границе с нижней толщей лежит крупная хорошоокатанная галька (мощность 2,2 м). В нижней части разреза выходят темно-серые и желтовато-серые мелкозернистые пески с косой и волнистой слоистостью, мелкими линзами и прослоями гравия (мощность 0,4 м), переходящие к основанию разреза в серые грубозернистые пески.

Все террасы этого уровня на восточном побережье озера отличаются преобладанием псаммитовых фракций. Это хорошо видно на примере террасы в южной части губы Хакусы, поверхность которой интенсивно подвергается воздействию эоловых процессов.

В уступе 12-14-метровой террасы мыса Бирея сверху залегают мелкозернистые желтовато-бурые пески, переслаивающиеся с более темными глинистыми песками (мощность 1,05 м), ниже слоистость в желтовато-серых и темно-серых мелкозернистых песках косая и диагональная, подчеркнутая темноцветными слоями естественных шлихов (мощность 0,60 м). Средняя часть разреза сложена горизонтально-слоистыми розовато-серыми грубозернистыми и темно-серыми мелкозернистыми песками с отдельными прослоями мелких хорошоокатанных галек и гравия и интенсивно обохренных линз грубозернистых песков (мощность 3,2 м). В нижней части уступа террасы сначала обнажается прослой мелкого валунника (0,3 м), а ниже залегают пески (8 м) серые и светло-серые, мелко- и тонкозернистые с горизонтальной и косой слоистостью. Отмечаются прослой крупнозернистых песков с гравием. В середине песчаного слоя 0,2-0,3 м - прослой галечника с валунами.

Более высокая озерная терраса высотой 18-20 м изучена на мысах Биракан и Бирея. Ее слагают горизонтально- и косослоистые пески, перемежающиеся с прослоями галечного материала и конкреционного ожелезнения.

Совершенно другое строение имеют высокие 30-60-метровые аккумулятивные уровни на мысе Фролова, Немнянка, Оргокон. Их слагают рыхлые отложения, различные в генетическом отношении. На мысе Немнянка в основании 25-30-метровой террасы обнажаются грубые моренные валунно-глыбовые отложения с заполнителем из супесей с примесью дресвы и плохокатанной гальки. Мощности моренных отложений над уровнем воды достигает 8-9 м. На них с разрывом залегают разнообразно переслаивающиеся песчано-алевритовые отложения с примесью галек и гравия. Отмечаются прослой с косой и тонкой горизонтальной слоистостью. С южной стороны на

90

мысе Фролова наблюдается обратное соотношение литологических горизонтов. Верхняя часть разреза (около 20 м) сложена валунно-глыбовым материалом, включающим местами скопления галечников 2–3 классов окатанности. Размер отдельных глыб достигает 1,5 м в диаметре. Среди этой толщи отмечается несколько прослоев среднезернистого песка и гравия с тонкой горизонтальной слоистостью. Их мощность порядка 3 м. Нижняя часть разреза (около 12–15 м) представлена часто переслаивающимися прослоями мелко- и среднезернистых песков, включающих линзы алевроитов. Слоистость большей частью хорошо выражена, волнистая и слабонаклонная. Подобное строение имеет и разрез 40-метровой террасы на мысе Оргокон со стороны Томпинской губы. Однако здесь верхние моренные грубые отложения занимают основную часть разреза и озерные осадки обнажаются только в нижней части.

Характерной особенностью геоморфологического строения восточного побережья оз. Байкал является отсутствие более высоких террасовых уровней. Это объясняется тем, что длительное время широко развивались процессы ледниковой аккумуляции, в результате чего доледниковый рельеф большей частью был перекрыт моренными и флювиогляциальными отложениями. Это видно из описания указанных выше террас.

Ледниково-аккумулятивный рельеф. Баргузинский хребет благодаря своему субмеридиональному расположению и большим абсолютным высотам (1800–2000 м) в течение четвертичного периода задерживал влажные воздушные массы западного переноса, в результате чего здесь возникали обширные центры оледенения, дававшие языки горно-долинных ледников в сторону оз. Байкал. Они имели наибольшую протяженность и мощность по долинам рек Томпуда, Шегнанда, Сиригли, Фролиха и другим и выносили к озеру огромную массу рыхлого материала. Такие крупные моренные массивы картируются в устьях рек Сиригли, Томпуды, Шегнанды и на некоторых байкальских мысах. По данным Б.Ф. Лута [54, 55], в районе Фролихи моренные гряды прослеживаются и по дну озера до глубины 50–100 м. В устье Фролихи древняя морена залегает на мысах (рис. 17), образуя несколько валов, разъединенных бухтой. Она лежит и на перемычке между Фролихой и бухтой Аяя. Самая молодая (низкая) морена, подпрудившая оз. Фролиха, имеет высоту 30–40 м. Она залегает в глубоко врезанной долине по отношению к более ранней высокой морене. При выходе из гор в байкальскую впадину Шегнанда образует молодую наземную дельту шириной 2,5 км, которая упирается в левобережный уступ, имеющий высоту 10–20 м. Вблизи береговой линии оз. Байкал на ней расположен 5–10-метровый вал. С нагорной стороны склон вала пологий, ширина его около 150–200 м. Около 1,5–2,0 км севернее, на правобережье Шегнанды, имеется вал, занимающий такую же геоморфологическую позицию, что и фрагмент на левобережье. Ориентировка обоих полуовальных фрагментов создает впечатление о размытой морене. Б.Ф. Лут [55] считает, что эти отложения, по-видимому, являются образованиями эпохи первого (максимального) оледенения.

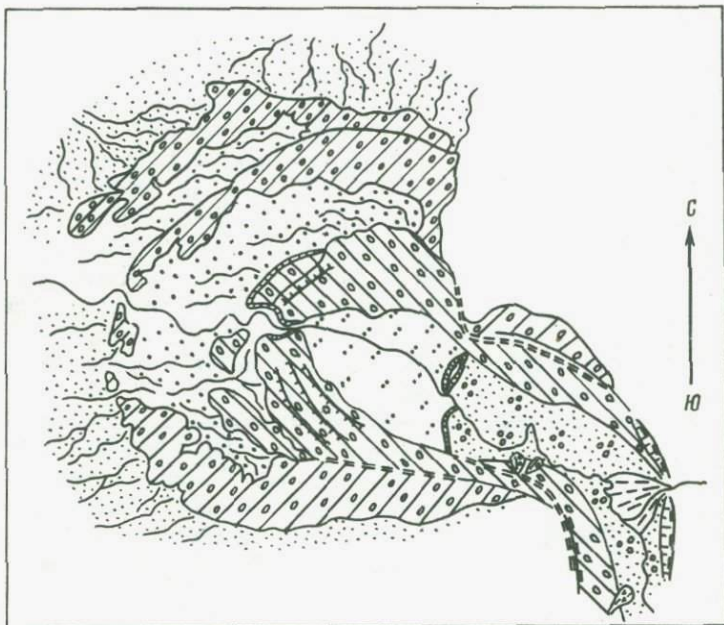


Рис. 28. Конечные морены р. Верхняя Акули. Условные обозначения см. на рис. 14

Взаимоотношения морен трех эпох четвертичного оледенения хорошо выражены в нижнем течении рек Верхняя и Нижняя Акули, Акули и Акуликан, спускающихся с Баргузинского хребта в сторону Ангаро-Кичерской равнины. По р. Верхняя Акули после выхода ее из гор в Северо-Байкальскую котловину отмечается несколько конечно-моренных валов различной морфологической сохранности (рис. 28).

Два внешних вала, соответствующих, вероятно, двум фазам одного оледенения, имеют значительные размеры: первый конечно-моренный вал длиной более 6 км, второй — около 11 км при ширине от 0,4 до 1,2 км. Первый (внешний) вал высотой до 25 м, сильно размыт, имеет мягкие плавные очертания и заросшие лесом склоны. Второй вал расположен в 0,5 км юго-восточнее первого, но северо-восточные фланги этих валов сливаются. Вал в значительной степени переработан эрозионными процессами, в средней части размыт рекой и расчленен на отдельные фрагменты. Высота вала в средней части достигает 20–40 м, а к флангам повышается до 50–70 м.

Боковые морены, соответствующие этим конечно-моренным валам, хорошо сохранились по левому борту долины и фрагментарно по правому. Левобережная боковая морена шириной до 1,1 км протягивается вверх по реке на 4,7 км, в этом же направлении происходит возрастание высоты ее от 70–80 до 250 м. Небольшой фрагмент боковой морены сохранился на правом борту долины на высоте 200–230 м выше уровня реки.

Таблица 2

Морфологическая характеристика морен Верхней Акули

Оледенение	Морены	Валы	Примечания	Объем каменного материала, км ³	Длина валов, км	Высота валов, м	Ширина валов, км
I	Конечные	I	Внешний вал	0,06-0,18	6	25	0,4-1,2
		II	Внутренний вал	0,13-0,40 0,26-0,79	11,0	20-50	0,4-1,2
	Боковые		Левобережная Правобережная	0,003-0,012 0,26 0,59-0,98	4,7 2,5	140-250 200-220 260	1,1 0,5
II	Конечные	III	Внешний вал	0,036-0,072	4,5	20-40	0,4
		IV	Внутренний вал	0,33-0,83	5,5	60-100	1,0-1,5
III	Боковые		Левобережная Правобережная	0,08-0,64 0,08-0,50 0,53-1,04	4,0 4,0	100-120 100-120	0,8-0,2 0,2-0,7
		V		0,16-0,48	5	30-40	0,8-1,6

Третий моренный вал отделен от второго вала аккумулятивной равниной шириной более 1 км, длина вала 4,5 км, ширина - 400 м и высота - от 20 до 40 м. Вал прорезан р. Верхняя Акули и потоком, питавшимся тальми водами более позднего ледника, на три части. На этот вал надвинут четвертый, более мощный, высотой от 60 до 100 м, шириной 1,0-1,5 км и длиной около 5,5 км. Рельеф поверхности бугристо-западинный с тремя слабо заметными узкими параллельными грядами. Вал асимметричен, наиболее высокие отметки имеет гряда, расположенная у внешнего края, соответственно этому и внешний склон вала несколько круче внутреннего.

Конечно-моренный вал плавно переходит в боковые морены, протягивающиеся по берегам реки более чем на 4 км. Они "прислонены" к боковым моренам более древнего оледенения, отделены от последних маргинальными каналами длиной 2,0-2,2 км и имеют несколько меньшую высоту (ниже на 40-60 м). Маргинальный канал левобережной морены прослеживается от высоты 800 м до отметки 640 м, выше по течению отмечается еще один маргинальный канал длиной около 2 км, пересекающий морену от отметки 900 до 680 м.

В 2,5 км выше четвертого конечно-моренного вала отмечается уступ 30-40-метровой морены, перегораживающей все днище долины вплоть до устья четвертого правого притока р. Верхняя Акули. Длина морены около 5 км, ширина 0,8-1,6 км, рельеф морены экскеврий, поверхность бугристо-западинная с множеством озерков.

Таким образом, в долине р. Верхняя Акули, в районе выхода ее из гор в Северо-Байкальскую впадину, расположено пять конечно-моренных валов, вероятно, трех самостоятельных оледенений (табл. 2). Мощности ледника в трогe первого оледенения, вероятно, превышала

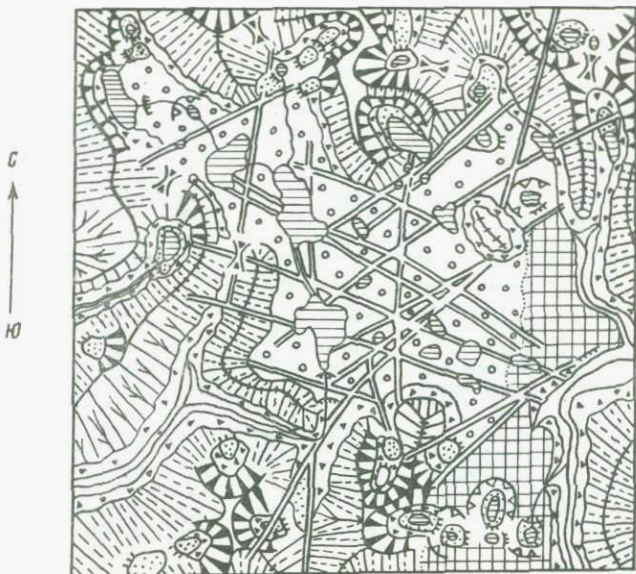


Рис. 16. Системы зияющих сейсмоструктурных трещин в верховьях рек Правой Акули и Талы Светлинской (условные обозначения см. на рис. 14)

250 м, второго оледенения — достигала 200 м. Данных о мощности ледников третьего оледенения нет.

Маргинальный канал, пересекающий левобережную боковую морену второго оледенения с отметки 900 до 680 м и оканчивающийся на уровне уступа конечной морены третьего оледенения, вероятно, не относится к леднику последнего оледенения, а фиксирует одну из остановок (фаз) второго.

В районе выхода из гор рек Нижняя Акули и Акуликан в Северо-Байкальскую впадину также отмечается несколько конечно-моренных валов древних оледенений (табл. 3; рис. 29).

Следы самого древнего оледенения этого района сохранились в виде двух моренных валов. На левобережье Акуликана сохранились фрагменты боковой морены и конечно-моренного вала. Высота боковой морены около 40 м, конечно-моренный вал несколько асимметричен и имеет более крутой внешний склон, высота вала 65 м. Моренные отложения сильно переработаны эрозионными процессами, имеют плавные мягкие очертания. Второй моренный вал сохранился на правобережье р. Нижняя Акули в виде невысокого холма (40 м) с пологими склонами, размываемого р. Нижняя Акули.

Моренные отложения, лежащие выше первых двух валов сохранились очень хорошо. Конечно-моренный вал высотой до 80 м сохранился на междуречье Нижняя Акули и Акуликан, по берегам этих рек протягиваются валы боковых морен. Боковая морена на право-

Таблица 3
Характеристика морен Нижней Акули

Оледенение	Морены	Примечания	Длина, км	Высота, м	Ширина, км	Объем каменного материала, м ³
I	I	Валы	2,7	40-65	0,6-1,0	0,086-0,140
	II		1,6	40	1,0	0,064
II	III		10,0	40-140	0,8-1,4	0,32-1,96
	IV		2,7	20-60	1,2	0,065
III	V	Потоки	3,1	20	0,5-0,8	0,031-0,050
	VI		5,4	20	0,4-0,7	0,042-0,074

бережье р. Нижняя Акули имеет высоту 20 м, боковая морена на левобережье р. Акуликан имеет высоту 40-45 м, вверх по реке высота вала возрастает до 170-180 м. Фланги конечно-моренного вала размыты постоянными и временными водотоками и сильно сглажены.

Моренные отложения последнего долинного оледенения сплошным языком лежат в долинах рек Нижняя Акули и Акуликан, их мощность в долинах достигает 35-40 м. При выходе из гор во впадину площадь морен увеличивается и соответственно уменьшается мощность отложения до 20 м. Последнее оледенение было каровым. Морены молодых каров не достигали дний трогов, поэтому их нельзя сопоставить с последним долинным оледенением.

Таким образом, наблюдавшиеся в нижнем течении рек Верхняя и Нижняя Акули, а также Акуликан ледниково-аккумулятивные формы по морфологической выраженности, высоте и характеру первоначальной разгрузки делятся на конечно-моренные валы и холмисто-западинную морену. Первые располагаются на наклонной равнине, вне гор, а вторая находится в долинах рек, у их выхода из гор. Из моренных валов самые дальние или внешние (их две) имеют небольшую высоту (50-65 м). Морфологически они очень слабо выражены, значительная часть этих морен размыта. По сравнению с ними третий вал во всех пунктах имеет значительную высоту, достигающую местами до 100-140 м, и лучше выражен в виде целостного вала, прорезанного только узкой долиной этих рек.

Холмисто-западинная морена по высоте над уровнем рек значительно уступает третьему валу, хотя по сохранности и выраженности форм среди следов оледенения она наиболее "свежая".

Исходя из различной сохранности и высоты залегания морен и их взаимоотношений с этапами размыва следует вывод о разновозрастности ледниково-аккумулятивных форм на Верхней и Нижней Акули и Акуликане. На одновременность выдвигания ледника из гор показывает различная высота боковых морен в долинах Верхней и Нижней Акули.

В северо-восточной части Ангаро-Кичерской равнины выделяется повышенный холмисто-моренный рельеф. Здесь дешифрированием аэро- и космических снимков и аэровизуальными наблюдениями выявлено несколько конечно-моренных валов, отделенных друг от дру-

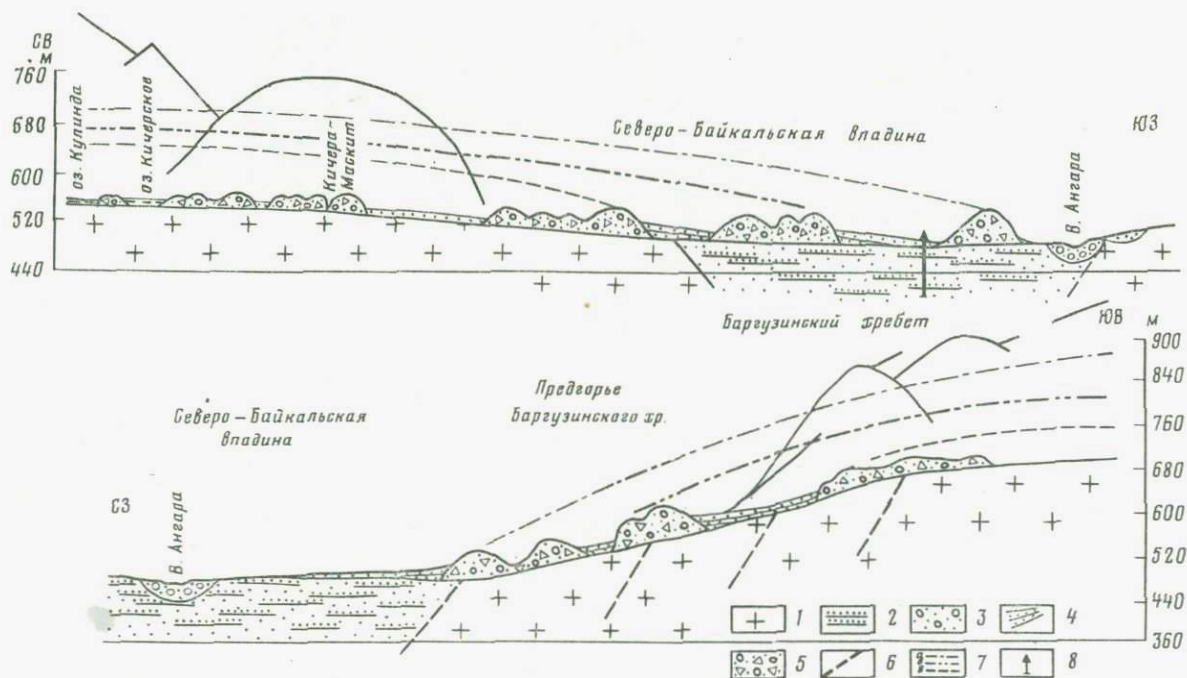


Рис. 30. Геолого-геоморфологические профили Северо-Байкальской впадины

1 – кристаллические породы; 2 – озерно-речные отложения; 3 – речные отложения; 4 – флювиогляциальные отложения; 5 – ледниковые отложения; 6 – разломы; 7 – боковые морены: а – первой, б – второй, в – третьей эпох оледенения; 8 – скважина

га плоскими слабонаклонными, местами заболоченными участками, представляющими собой флювиогляциальные равнины. Эти валы связаны с выдвиганием Кичерского ледника (рис. 30). Самая дальняя, крайняя морена располагается ближе к центру равнины, она сохранилась фрагментами вдоль р. Верхняя Ангара, по правобережью севернее дер. Верхняя Заимка, в урочище Типуки, на междуречье Верхней Ангары и Кичеры, а также на правой стороне Кичеры, на террасе высотой 40–50 м. Высота этой морены небольшая, порядка 10–15 м, значительная часть ее размыта и денудирована. Переловий размытой морены в виде огромных валунов размером до 2–3 м залегает на первой и второй террасах и в пойме Верхней Ангары, перед фронтом конечно-моренного вала. Эти валуны наблюдаются на улицах дер. Верхняя Заимка и на противоположной стороне реки. Этот конечно-моренный вал впервые был выделен С.С. Осадчим в 1976 г. Второй конечно-моренный вал, морфологически лучше выраженный по сравнению с вышеописанным, располагается в 8–9 км севернее дер. Верхняя Заимка. Он простирается от р. Кичеры почти до Киронского сужения р. Верхняя Ангара, длина его равна 13 км. Этот вал располагается на наклонной к Кичере равнине, поэтому восточная часть морены имеет высоту около 100 м над Кичерой. Высота фронтального уступа равна 30–40 м. Морена надвинута на поверхность высокой террасы, сложенной мощной толщей песков (мощность ее более 105 м по данным скв. № 93). Вал сложен моренными и флювиогляциальными отложениями, состоящими из глыб, валунов, валунных песков и супесей (рис. 31). Под мореной и внутри нее обнажаются флювиогляциальные и внутриледниковые отложения: наклоннослоистые пески и галечники. В разрезе скв. № 93 (она расположена перед этим конечно-моренным валом) сверху обнажаются валунные галечники, гравийные галечники и галечники со щебнем и песками мощностью 24 м. Надо полагать, часть их, особенно верхняя, представленная супесью, валунами и гальками мощностью до 6 м, относится к флювиогляциальным отложениям, формировавшимся перед фронтом ледника. Другая часть галечников могла быть аллювием Верхней Ангары, именно той стадии развития долины, когда река дренировала поверхность песчаной равнины, так же как и во многих других местах.

К флювиогляциальным отложениям, связанным с вышеуказанной мореной, относятся илы, обнажающиеся в верхней части стенки карьеров, расположенных на высокой террасе вблизи уступа моренного вала (район речки Чалаута – правого притока р. Верхняя Ангара).

Выше по долине р. Кичеры располагается еще несколько конечно-моренных валов такой же высоты и сходной с вышеописанным морфологией. Эти валы почти полностью перекрывают долину р. Кичеры. Они четко выражены, высота их равна 40–50 м. Валы сформированы из серий параллельных гряд, разделенных междурядовыми понижениями. Поперечный профиль моренных гряд асимметричный: внешний склон более крутой, чем внутренний. Междурядные понижения представляют собой долинки лопастной формы. Гряды и понижения хорошо видны на аэрофотоснимках.

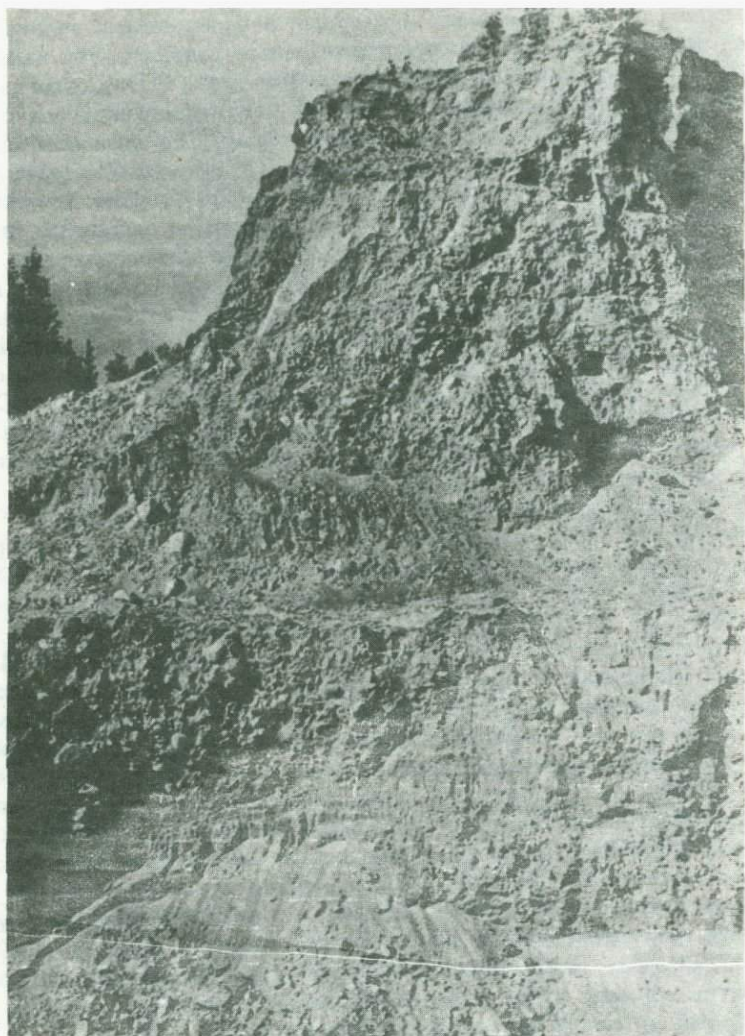


Рис. 31. Верхнеплейстоценовые (зырянские) ледниковые отложения фронтального уступа второго конечно-моренного вала Кичерского ледника в 12 км севернее с. Верхняя Заимка (карьер). Фото Д.-Д. Б. Базарова

Еще выше по Кичере отмечаются несколько моренных валов более низких и узких, но очень хорошо сохранившихся по сравнению с вышеописанными. Эти морены находятся в устье р. Кичера-Маскит и подпруживают Кулиндинские озера. Моренные валы в устье Кичеры-Маскита по своим очертаниям подковообразные, концентрические. Дуги гряд разделяются межгорными понижениями, часто заполненными водой. Высота валов вблизи фронтального уступа морены

15–20 м. Валы, подпруживающие Кулиндинские озера, имеют небольшие размеры: ширина 1–1,5 км, длина 1,3 км, высота 15–20 м.

Морены, наблюдающиеся по Кичере, судя по их различной сохранности, высоте, размерам, взаимоотношениям друг с другом и террасами Верхней Ангары и Кичеры, относятся по крайней мере к трем эпохам оледенения. Наиболее удаленная и плохо сохранившаяся вследствие размыва морена нами относится к максимальной эпохе развития оледенения, т.е. к самаровскому времени. Морена лежит на песках, имеющих ниже- и среднеплейстоценовый возраст, накопление которых завершилось в доледниковое время, а при врезе Верхней Ангары в песок она осталась на высоких уровнях. На правобережье Кичеры остатки этой морены также залегают на байкальской террасе ниже- и среднеплейстоценового возраста. Вторые конечно-моренные валы могут быть датированы верхним плейстоценом, т.е. временем, соответствующим зрянновской ледниковой эпохе, так как тазовское оледенение в других районах Сибири, по данным некоторых исследователей [3], было незначительным. Третьи моренные валы района Кулиндинских озер и устья Кичера–Маскита нами отнесены к поздневерхнеплейстоценовой ледниковой эпохе, т.е. к сарганскому веку западносибирского варианта стратиграфической шкалы. Со склона долины р. Кичеры прослеживается несколько боковых морен высотой 150–200 м и более, тогда как конечная морена третьей ледниковой эпохи имеет высоту всего 15–20 м. Боковая морена, соответствующая ей, закрыта современным осыпным шлейфом, хорошо развитым по долине Кичеры выше Кулиндинских озер. Таким образом, количество этапов выдвигания ледника по Кичере полностью соответствует этапам Акулинских ледников.

Верхне-Ангарская морфоструктура

Верхне-Ангарская впадина является отрицательной морфоструктурой четвертого порядка Байкальской рифтовой зоны. С северо-запада она обрамлена высокогорным Верхне-Ангарским хребтом, с юго-востока – Северо-Муйским. Эти хребты ограничены крутыми прямолинейными склонами, обусловленными новейшими неоген-четвертичными сбросами. Сбросы, заложенные в протерозойских и нижнепалеозойских породах, ограничивают морфологически четко выраженные ступени. Сбросовый уступ юго-восточного склона Верхне-Ангарского хребта отсекает низкогорный внутривпадинный выступ фундамента-междуречья Огней-Чуро-Силпмгун и холмистое предгорье между речками Подкаменной и Анамакитом. Местами по линии сброса наблюдаются высокие гравитационные уступы с цепочками озер вдоль сейсмотектонических рвов. Сбросовый уступ, ограничивающий северо-западный склон Северо-Муйского хребта, состоит из системы разрывов северо-восточного направления. Местами они соединяются посредством сложного сочетания коротких отрезков субмеридионального и северо-западного направлений, отчего разлом этот принимает зигзагообразные очертания. С северо-востока впадину окаймляют низкие и выположенные гольцы междуречья Чуро–Верх-

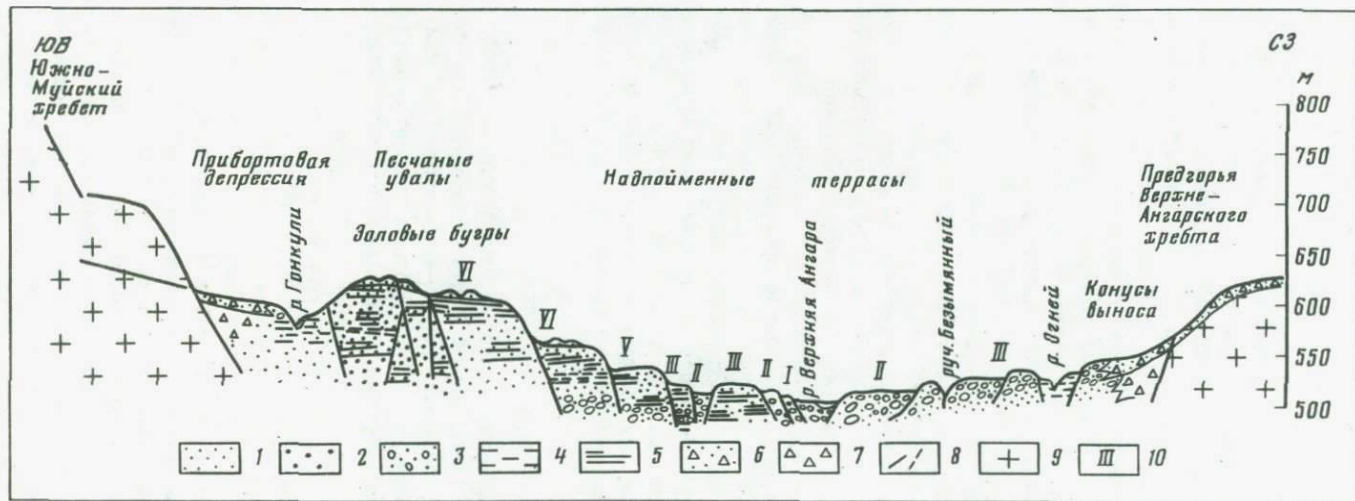


Рис. 33. Геолого-геоморфологический профиль Верхне-Ангарской котловины (северо-восточная часть)

1 – тонко- и мелкозернистые пески; 2 – крупнозернистые пески; 3 – галечники с песком; 4 – алевриты; 5 – иловатые пески; 6 – щебень с песком; 7 – щебень; 8 – предполагаемые разломы; 9 – коренные породы; 10 – номера террас

няя Ангара. Предгорная полоса Верхне-Ангарской впадины, простирающаяся вдоль склонов высокогорных хребтов, состоит из отдельных изолированных возвышенностей и увалов, крутонаклоненных коллювиальных шлейфов, наклонных и слабо наклонных поверхностей конусов выноса и наземных "сухих" дельт, конечных морен, выдвигающихся местами из гор на равнину.

Днище Верхне-Ангарской впадины представляет собой плоскую озерно-аллювиальную равнину с комплексом аккумулятивных форм рельефа. По характеру рельефа оно делится на две части: юго-западную — пониженную, равнинную и заболоченную, занятую поймой рек Верхняя Ангара и Котера (рис. 32, вкл.), и северо-восточную — возвышенную (рис. 33). Юго-западная часть котловины соответствует участку новейшего позднечетвертичного опускания. Здесь развиты мерзлотный микрорельеф и формы рельефа, связанные с русловыми и эоловыми процессами: прирусловые валы, протоки, старицы низких террас. Северо-восточная, приподнятая часть — возвышенная, увалистая и террасированная. Высокие увалы и террасы рек Верхняя Ангара, Янчуй, Чуру и Гонкули сложены преимущественно песками, поверхность их бугристая. Древние закреплённые дюны, гряды и бугры чередуются с замкнутыми дефляционными котловинами, в которых местами развиты мелкие озера в связи с развитием здесь многолетней мерзлоты. На междуречье Янчуй-Гонкули-Верхняя Ангара расположена наклонная аккумулятивная равнина, ограниченная со всех сторон взаимно пересекающимися разломами. Она имеет уклон на северо-запад, ступенчата. Наиболее высокой ступени соответствует нижнечетвертичная озерно-речная терраса высотой 110-150 м над уровнем Верхней Ангары. Более низкие ступени, расположенные северо-западнее, сложены наиболее молодыми, плейстоценовыми аллювиальными отложениями. Восточнее р. Янчуй также расположен высокий террасо-увал, осложненный блоковыми перемещениями вдоль разломов субмеридионального и северо-западного направлений. Эта аккумулятивная равнина представляет собой тоже древний террасовый уровень, сложенный ниже- и среднеплейстоценовыми осадками.

Дешифрирование днища Верхне-Ангарской впадины выявляет многочисленные разрывные нарушения субширотного, широтного, северо-восточного, субмеридионального и северо-западного направлений, обуславливающие его мелкоблоковое строение. Вертикальные перемещения отдельных блоков в целом незначительны, амплитуда движения их относительно друг друга равна нескольким десяткам метров. Сбросовые уступы блоков, сложенные главным образом песками и супесями, в настоящее время сильно сглажены и изрезаны многочисленными лощинами и ложбинами стока, потому они и редко сохраняют прямолинейные очертания. По котеро-анамакитскому направлению субмеридиональных разломов Верхне-Ангарская впадина делится на две части. Как упоминалось выше, западнее этого направления преобладает устойчивое опускание, соответствующее широкому развитию пойм, низких террас и заболоченных низин, распространенных по Верхней Ангаре и Котере.

Приподнятые блоки дна впадины расположены между двумя главными субширотными разломами в северо-восточной части Верхне-Ангарской впадины. В связи со строительством БАМ эта часть впадины в ближайшем будущем явится объектом всестороннего освоения. Высокая аккумулятивная равнина будет использована под строительство и сельскохозяйственное производство, поэтому мы сочли необходимым детализировать изучение морфоструктуры восточной части дна. Основным источником информации о разрывных нарушениях и структуре дна Верхне-Ангарской котловины являлись космические снимки. Сложность структуры определяется системой взаимно пересекающихся сбросов пяти направлений (СВ: 50–80°, СВ: 20–30°, СЗ: 270–300°, субширотного и субмеридионального). Наиболее протяженные разрывные нарушения прослеживаются от борта к борту впадины, уходя в пределы горного обрамления иногда в виде параллельных или постепенно расходящихся серий шириной до 15–25 км. Расстояния между соседними разрывами внутри таких серий варьируют от 3 до 0,6–0,8 км. Некоторые из них являются блокоразделами на большом протяжении, при этом по обе стороны граничащих блоков сохраняется довольно постоянная разница высот. Другие линии разрывов распадаются на отрезки, обусловленные взаимно пересекающимися направлениями, которые оконтуривают блоки еще более мелкие и более сложной конфигурации. Северо-западной границей впадины здесь является сбросовый уступ, совпадающий с юго-восточным склоном Верхне-Ангарского хребта, который отсекает низкогорный внутривпадинный выступ междуречья Огней-Чуро-Силимкун. Сложенный кембрийскими метаморфическими породами, блок ограничен разломами северо-восточного и северо-западного направлений. Юго-восточный борт впадины также обусловлен крупным разломом северо-восточного направления. На всем протяжении линия сброса кулисообразно разобщена север-северо-восточными короткими разрывами; местами она строится посредством сложного сочленения отрезков субширотного, север-северо-восточного и северо-западного направлений. Параллельно бортовым сбросам по дну впадины протягиваются два разрывных нарушения на расстоянии до 20 км друг от друга, вдоль которых также происходили сбросовые перемещения. Блоки, находящиеся по одну сторону разломов перемещались не как единое целое, поскольку с востока и запада их ограничивают сбросы всех остальных направлений. Так, по северную сторону северного разлома поднятый блок на междуречье Чуро-Силимкун граничит с запада с относительно опущенным блоком по разлому север-северо-восточного направления, от которого далее к западу устойчиво превалирует опускание. Здесь отмечается широкое развитие пойм и низких террас р. Верхняя Ангара. Параллельный ему южный сброс вместе с линией южного бортового обрамления, образованной сложно сочлененными сбросами разных простираний, ограничивает клинообразный предгорный грабен, протянувшийся к юго-западу до разлома субмеридионального направления. Здесь от начала плейстоцена до настоящего времени сохраняется озерно-речной режим, опускание компенсируется разновозрастными

озерно-речными осадками. Между этими двумя параллельными нарушениями заключена относительно приподнятая часть дна впадины, осложненная блоковыми перемещениями. Протяженные разломы субмеридионального и северо-западного направлений являются наиболее крупными блокоразделами, ограничивающими северо-восточное замкание впадины. Для восточной трети дна характерны четко выраженные блоковые структуры — мелкие, относительно опущенные блоки правильной треугольной формы (Нижне-Янчуйский, Нижне-Янчуканский) и расположенный между ними, симметрично приподнятый с северо-восточного края блок с четко выраженным уступом меридионального направления. С северо-востока он также граничит с клинообразным опущенным блоком вдоль разрыва северо-восточного простирания. Приподнятую часть аккумулятивной равнины представляет наиболее древний террасовый уровень, испытавший наибольшие деформации. В опущенных блоках развиты комплекс позднеплейстоценовых террас и голоценовые поймы. К западу, на междуречье Янчуй-Гонгули-Верхняя Ангара расположена косая аккумулятивная равнина, ограниченная с востока субмеридиональным и северо-западным блокоразделами от молодых аллювиальных равнин отрицательных структур. С севера и юга она ограничена описанными выше параллельными сбросами северо-восточного направления, с запада — субмеридиональным нарушением. Общий уклон равнины обусловлен ступенчатым расположением блоков низшего порядка с тенденцией к увеличению относительного опускания к северо-западу. И здесь наиболее приподнятыми оказываются древние нижнечетвертичные озерно-речные образования. В дальнейшем последовательно возникшие ступени относительного опускания к северо-западу были, по-видимому, компенсированы осадками все более молодых возрастных генераций. Как восточная, средняя, так и западная треть рассматриваемой части дна впадины с севера и юга ограничена теми же параллельными сбросами северо-западного направления; с запада и востока она отделена субмеридиональными сбросами. Оконтуренное или относительно поднятие имеет то же простирание; восточная его половина приподнята относительно западной вдоль субмеридионального разлома. Поднятие расчленено северо-западными нарушениями на разновеликие блоки с автономной тенденцией развития на общем фоне. Его слагают преимущественно нижне- и среднеплейстоценовые отложения, подчиняясь структурно-тектоническим условиям. Юго-западная часть дна опущена вдоль сбросов север-северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простираний. Из приведенного выше следует, что морфоструктурная роль принадлежит разломам всех дешифрованных направлений. Внимательный просмотр структурного плана на космических снимках позволяет обнаружить кажущееся преобладание рельефообразующей роли разрывных нарушений северо-восточного простирания. В действительности ориентировку бортового обрамления впадины и ее внутренних элементов на данном этапе, вероятно, определяет общее направление рифтовой структуры, использующее наиболее подходящие сочетания взаимно пересекающихся направлений более ранних разломов.

Роль сдвиговых деформаций в формировании структуры северо-восточной части дна, по-видимому, невелика. Превалируют незначительные правосторонние сдвиги, их амплитуда не превышает 0,6–1,2 км.

Таким образом, в пределах дна Верхне-Ангарской впадины выделяются пять отрицательных и три положительные структуры низшего порядка: Нижне-Янчуканская, Нижне-Янчуйская, Средне-Гонкульская, Усть-Огнейская и Усть-Янчуйская внутривпадинные депрессии, Нижне-Гонкульское симметричное, Янчуй-Гонкульское и Янчуй-Янчуканское асимметричные поднятия. Сопоставление результатов дешифрирования с материалами съемки ТТ и профилей ВЭЗ (Шпак и Поспеев, 1977 г.) обнаруживает общее совпадение структур в плане и некоторые их особенности. Карта E_{cp} характеризует более обобщенный рельеф фундамента, объединяющий близко расположенные мелкие структуры блоковых поднятий и опусканий. Аномалия повышенных значений E_{cp} имеет в плане изометричную форму, с северо-запада и юго-востока ограничена зонами пониженных значений E_{cp} Верхне-Ангарского и Северо-Муйского разломов. В пределах северо-восточной части впадины авторы выделяют Нижне-Гонкульскую положительную структуру, включающую Нижне-Гонкульский и Янчуй-Гонкульский блоки, и Средне-Гонкульскую отрицательную. В пределах Нижне-Гонкульского поднятия на фоне повышенного поля выделяются локальные аномалии максимальных и минимальных значений E_{cp} , распределение которых зависит от его внутренней структуры. Нижне-Гонкульской структуре соответствуют максимум E_{cp} и область сокращенных мощностей рыхлых отложений (200–300 м). В ее пределах, на устье р. Гонкули, известны выходы кембрийских известняков, Янчуйский минимум на северо-восточном замыкании впадины частично захватывает Янчуй-Янчуканское поднятие и Нижне-Янчуканскую внутривпадинную депрессию, для которой характерны наиболее низкие значения E_{cp} (20–30 усл. ед.). Зоны высокого градиента карты M_E поля ТТ приурочены к крутопадающим разрывным ограничениям структур второго и третьего порядков, положение которых в плане часто совпадает с направлениями дешифрованных разрывных нарушений. Локальный минимум значений в области сопряжения Нижне-Гонкульской и Янчуй-Янчуканской положительных структур, а также Нижне-Янчуйской и Усть-Янчуйской отрицательных хорошо связывается с выходами термальных вод, вскрытых скважиной № 6 в 2 км выше устья р. Янчуя. Данный участок соответствует пересечению разрывных нарушений северо-восточного, северо-западного и субмеридионального направлений. По материалам Кичерской ГП, содержание гелия в пробе воды из этой скважины около 120 фонов (1 фон = $5 \cdot 10^{-5}$ мг/л) дает основание полагать, что породы фундамента здесь находятся на глубине 150–200 м.

По данным гравиметрической съемки (Сатин и др., 1977 г.), Янчуйский и Гонкульский минимумы также совпадают с Нижне-Янчуйской и Средне-Гонкульской внутривпадинными депрессиями. Средне-Гонкульский опущенный блок отличается четко выраженным мини-

мумом силы тяжести, обусловленным значительными мощностями рыхлых отложений (порядка 400–500 м). Баканский максимум соответствует Нижне-Гонкульскому блоку фундамента. Чуровский максимум, отражающий выступ кристаллического обрамления, соответствует морфологически выраженному поднятию на междуречье Чуро-Силимкун. Зона больших градиентов силы тяжести, ограничивающая Чуровский максимум с западной стороны, соответствует меридиональному сбросо-блокоразделу Нижне-Гонкульского и Янчуй-Гонкульского поднятий. Не наша морфологическая выражения в гравитационном поле Усть-Огнейская внутривпадинная депрессия. Здесь вместо ожидаемого минимума наблюдается максимум интенсивностью в 10 мгл, что, впрочем, может быть вызвано присутствием в фундаменте пород повышенной плотности (гнейсов, кристаллосланцев нундучуканской свиты).

В морфоструктуре впадины выделяются флювиальные, гравитационные, ледниковые, эоловые, морозно-мерзлотные, солифлюкционные и другие генетические категории рельефа. Флювиальные мы рассмотрим более детально, так как они несут главную информацию о последовательности и направленности развития рельефа в историко-геологическом и динамическом отношениях.

Флювиальные формы рельефа. Весьма широко здесь распространена низкая пойма рек Верхней Ангары и Котеры высотой 1,5–2 м, периодически затопливаемая в периоды половодий. На ее поверхности широко развиты процессы заболачивания и термокарстовые явления, приведшие к образованию многочисленных озер и бугров пучения. В разрезе низкая пойма сложена русловыми и пойменными отложениями. Русловые представлены песками, галечниками и гравием. Пойменные отложения более разнообразны по составу, так как к ним примешиваются отложения проточных озер, представленные гумусированными песчаными алевритами; алевритовыми песками, а также озерно-болотные алевриты с прослоями растительного детрита и торфяных болот.

Высокая пойма высотой 3–3,5 м прослеживается вдоль русел Верхней Ангары и Котеры. На ее поверхности также развиты термокарстовые ванны, заполненные водой, и мерзлотные бугры; имеются многочисленные следы блуждания русел в виде стариц и понижений подковообразной и петельчатой форм. Высокая пойма имеет двучленное строение. Русловая фация состоит из песчано-галечных отложений, нередко сцементированных гидроокислами железа. Верхние части разреза высокой поймы сложены песчано-илистыми осадками.

На некотором удалении от основного русла Верхней Ангары высокая пойма сменяется первой террасой, высота которой 4–5 м. Процессы заболачивания здесь более локализованы. Мерзлотные формы рельефа представлены буграми пучения, термокарстовыми ваннами и озерами. В уступах этой террасы обнажаются преимущественно русловые фации аллювия и фации прирусловых отмелей – галечники и пески грубого и крупнозернистого состава. Самая верхняя часть террасы (пойменная фация) представлена разнозернистыми

слабогумусированными горизонтально-слоистыми песками или алевритовыми песками с растительным детритом. Наиболее типичный разрез первой террасы описан нами на левобережье Верхней Ангары, в 2 км выше устья р. Янчуй. Разрез ее представлен тремя горизонтами:

верхний (1,5 м) — сложен мелко- и среднезернистыми желтовато-серыми пылеватými песками пойменной фации со слабо выраженной косою слоистостью, подчеркнутой строчками естественного штиха;

средний (1,1 м) — сложен песчано-галечными отложениями русловых отмелей 2-3 пластов окатанности, представляющих собой параллельное переслаивание косо- и перекрестно-слоистых серий мощностью до 0,3 м с типичными прослойками естественного штиха;

нижний (1,4 м), преимущественно галечниковый, представлен русловыми отложениями стержневой фации 3-4 пластов окатанности, содержит значительную примесь крупно- и грубозернистого серого песка с гравием.

Такое же строение имеет аллювий первой надпойменной террасы в долине Верхней Ангары, выше с. Уоян. В юго-западной пониженной части впадины высота террасы не более 4-5,5 м. Здесь в составе аллювия преобладают песчано-алевритовые отложения старичной и пойменной фаций при подчиненном значении русловых галечников. В верхней части разреза наблюдается обильное содержание остатков растительного детрита и гумуса.

Первая надпойменная терраса. и низкая и высокая поймы сформировались в голоцене.

Вторая надпойменная терраса высотой 9-12 м прослеживается по долине Верхней Ангары и ее притоков в центральной и северо-восточной, более приподнятой частях Верхне-Ангарской впадины Янчукана, Янчуя, Гонкули. Они особенно широко распространены на правобережье Верхней Ангары в низовьях рек Чуро и Огней. Вблизи юго-восточного борта впадины аллювий этой террасы фациально замещается аллювиально-пролювиальными и аллювиально-флювиогляциальными отложениями рек, спускающихся с северного склона Северо-Мульского хребта. Поверхность второй террасы постепенно сливается с конусами выноса, делювиально-пролювиальными, коллювиальными и коллювиально-солифлюкционными слабонаклонными и наклонными шлейфами. Вторая терраса прислонена к уступам более высоких террас. В районе базы Янчуй, например, она примыкает к уступу 25-метровой террасы. В низах разреза этой террасы возрастает доля галечников, хорошоокатанных и сортированных. Аллювиальная толща состоит из двух существенно разных горизонтов. Верхний мощностью 5 м сложен песками мелкозернистыми, пылеватými, с горизонтальными прослоями средне- и крупнозернистых разностей, местами обохренных гидроокислами железа. В отложениях верхней части разреза до глубины 0,6 м от поверхности внедряется мерзлотный клин, выполненный отложениями верхнего слоя. Нижний горизонт мощностью 3 м представлен преимущественно крупно- и грубозернистыми, хорошо промытыми песками кварцево-полево-

шпатового состава с примесью разноразмерного, хорошоокатанного галечника и валунов, подчеркивающих четко выраженную косую и перекрестную слойчатость аллювия русловых отмелей. К основанию уступа содержание галечника увеличивается. Здесь же, немного выше и ближе к уступу 25-метровой террасы, в расчистке обнажаются сверху переслоенные между собой волнисто-слоистый песок, бурый и темно-сизый ил, бурый глинистый песок и желтый, сильно обохренный песок мощностью 2,5 м. Ниже этой пачки залегают галечник. Галька мелкая, хорошоокатанная с заполнителем из промытого серого и желтоватого песка. В верхней пачке также имеются два горизонта криодислокаций в виде взаимно внедрившихся слоев от 4 до 20 см и мелкие мерзлотные клинья. Явления эти сингенетичны по отношению к осадкам верхней пачки. Спорово-пыльцевой спектр, полученный из отложений второй террасы Верхней Ангары в 7,7 км выше устья р. Янчукан, свидетельствует о существовании лесостепного ландшафта с преобладанием травянистых растений. Вторая терраса сформировалась в каргинско-сартанское время, т.е. во второй половине верхней и нижней плейстоцена. Нижние грубые отложения формировались за счет размыва морен зырянского оледенения и обогащения обломочным материалом более высоких террас (25,35-40 и 50-55 м). Разнообразие гранулометрического состава, а также низкая и средняя степень окатанности зерен свидетельствуют о перегруженности потока обломочным материалом, поступавшим в долину Верхней Ангары из боковых притоков, в верховьях которых залегают моренные отложения.

Третья надпойменная терраса, имеющая высоту 14-17 м, также распространена вдоль русла Верхней Ангары и ее притоков. Она особенно хорошо выражена на участке между устьями рек Янчуй-Гонкули и Чуро-Огней и прислонена к уступу четвертой террасы (25 м). Третья терраса сложена песчаными и алевритово-песчаными отложениями. В нижней части обнажения, вблизи урочища Камниокан, на глубине 14 м наблюдается горизонт (до 0,5-0,8 м) криогенных инволюций. В спорово-пыльцевом спектре верхней и средней части разреза этой террасы преобладают споры папоротников, плаунов и бриевых мхов, составляющих в целом 84% от общего количества пыльцы и спор. В небольшом количестве имеется пыльца злаков (3%), полыни (6,2%) и сосны обыкновенной (6,2%). Большое количество спор папоротников, плаунов, мхов и криогенные деформации могут свидетельствовать об умеренно холодном и увлажненном климате эпохи формирования третьей террасы. Эта эпоха могла соответствовать времени зырянского оледенения. Во время мобилизации влаги в ледниках реки были маловодными и формирование их стока могло происходить на счет талых вод. Эрозионная активность таких рек была незначительной, а накопление преимущественно песчаных отложений в разрезе третьей террасы происходило при размыве высоких песчаных террас.

Четвертая надпойменная терраса высотой 25 м наблюдается по Верхней Ангаре и в низовьях рек Гонкули и Янчуй. Она распространена локально и в отличие от других террас имеет одну выдержанную

высоту. Состав слагающих ее отложений везде одинаков. Разрез 25-метровой террасы описан нами в 200–300 м выше базы Янчуй, где отчетливо выделяются три толщи.

В верхней толще (до 6–7 м) наблюдается серовато-бурая супесь, переслаивающаяся с бурой обохренной супесью. Мощность слоев 1–2 см. На них залегает подзолистая почва (0,1 м). Ниже обнажаются желтовато-серые, мелкозернистые, ритмичнослоистые пески, переслаивающиеся со среднезернистыми обохренными песками волнистой и косослоистой текстуры.

Средняя толща (3,1 м) в верхней части состоит в основном из палево-бурых тонкозернистых иловатых и алевритовых песков. Среди них залегает сизовато-серый, тонкозернистый алевритовый песок, внедрившийся по трещине причудливой формы с боковыми ответвлениями. Трещина вертикальная, внутри она сложена палево-бурыми песками. В нижней части средней толщи преобладает песок серый, среднезернистый, а палево-бурые тонкозернистые пески, наоборот, залегают в виде отдельных линз, карманов и протяженных выклинивающихся прослоев. Отмечаются линзы и светло-серого крупнозернистого песка.

Нижняя толща 25-метровой террасы (13–14 м) представлена исключительно светло-серыми, серыми, крупно-, средне- и грубозернистыми гравийными песками с мелкой галькой, рассеянной по толще и залегающей в виде линз и прослоев. Слоистость горизонтальная, но большей частью косая, веерная (перекрестная) и сложно-диагональная. Косая и диагональная слоистость подчеркивается грубопесчаными и гравийными строчками. К нижней части толщи содержание гравийной и галечниковой фракций увеличивается.

Верхняя толща этой террасы, судя по характеру осадков и слоистости, сформировалась в озерно-речных условиях мелких проточных озер. Средняя – по составу и слоистости соответствует озерам более значительной глубины, а нижняя толща целиком связана с русловыми потоками, блуждавшими по плоской равнине. По данным спорово-пыльцевого анализа верхняя часть отложений 25-метровой террасы накопилась в довольно суровых холодных условиях. Древесная растительность (сосна, береза, ольховник) играла подчиненную роль, преобладающее значение имела травянистая растительность. Среди споровых присутствовали зеленые мхи и папоротники.

О похолодании климата свидетельствуют морозобойные трещины и деформации в верхней и средней толщах. Нижняя аллювиальная толща могла накопиться в более влажных условиях, когда реки имели значительную гидродинамическую силу.

Преимущественно песчаный состав отложений 25-метровой террасы обусловлен размывом песчаных толщ высоких террас и террасо-увалов. На поверхности этих увалов отмечены довольно многочисленные широкие ложины и ложбины стока, днища которых сопряжены с поверхностью четвертой надпойменной террасы.

Исходя из взаимоотношения отложений четвертой террасы с отложениями более низких террас, в частности прислоненной к ней третьей (9–12 м) террасы, более высоких – пятой и шестой тер-

рас, а также данных спорово-пыльцевого анализа, можно сделать вывод о ранне-верхнеплейстоценовом возрасте 25-метровой террасы. Нижняя ее толща могла сформироваться в казанцевское время, а верхи — в начале зырянской эпохи.

Пятая терраса (45 м) Верхней Ангары распространена вдоль северо-восточного и северо-западного бортов впадины, выше устья р. Чуро. Она также встречается фрагментами вдоль юго-восточного обрамления впадины в междуречье Янчуя-Янчукана, на правом берегу среднего течения р. Гонкули, по северной и южной периферии древних высоких песчаных увалов. Участки распространения пятой террасы свидетельствуют о том, что к моменту накопления ее отложений и формирования террасы площадь аккумуляции была сужена и разделена на два участка — Верхне-Ангарский и Янчуй-Гонкульский. Это произошло в результате поднятия центральной части нижнечетвертичной аккумулятивной равнины. Асимметричные блоковые поднятия, протянувшиеся широкой полосой параллельно юго-восточному борту впадины, оттеснили русло Верхней Ангары на северо-запад. Второй участок аккумуляции приурочен к опущенной продольной структуре вдоль юго-восточного борта впадины. На поверхности 45-метровой террасы развит реликтовый грядово-котловинный золотой и трещинно-полигональный мерзлотный микрорельеф. Поверхность этой террасы сопряжена с поверхностями высоких подгорных шлейфов. Тесное соприкосновение террасы с пролювиально-аллювиальными конусами выноса и коллювиально-солифлюкционными шлейфами, близкое расположение ее к склонам сыграли значительную роль в формировании состава ее аллювиальной толщи. Отложения пятой террасы имеют двучленное строение: нижняя часть — песчано-галечная, верхняя — тонкозернистая, песчано-супесчаная. В разрезе 45-метровой террасы по правобережью Верхней Ангары, вблизи устья р. Янчукан представлены две толщи. Верхняя сложена бурой оглеенной слоистой супесью и бурыми тонкозернистыми песками с косослоистым горизонтом. Мощности отложений около 13,0 м. Нижняя толща сложена в основном светло-серыми и серыми песками мелко- и среднезернистого состава. Пески довольно часто чередуются с прослоями мелкого и среднего галечника с гравием мощностью от 0,1 до 0,5 м. По толще отмечаются линзы обохренного крупнозернистого песка. Слоистость параллельная, горизонтальная, косая и перекрестная. Нижняя толща от верхней отделяется валуново-галечным слоем мощностью 1,7 м. Общая мощность отложений нижней пачки равна 26 м. Отложения верхней толщи накопились в обстановке мелких проточных озер и блуждающих потоков с медленным течением, вероятно, в аридных условиях, о чем свидетельствуют результаты спорово-пыльцевого анализа. Спектры, полученные из аналогичных отложений террасы в 3 км восточнее устья Чуро, показывают, что в это время существовали сосново-березовые редколесья с ольховником в подлеске, разнотравьем и зелеными мхами. Обширные пространства были заняты маревыми ландшафтами с кустарниковой березкой. Климатические условия были аридными, возможно, холодными. Нижняя песчано-галечная толща, представляющая русловую

фашию, формировалась сильными и эпизодическими потоками в условиях медленного прогибания дна, что обусловило накопление контррастного руслового аллювия. Сильные и эпизодические потоки, формирующие пролювиальные и селево-пролювиальные отложения, обычно также характерны для аридного или семиаридного климата. Грубые отложения нижней части пятой террасы могли накопиться за счет размыва морен максимальных стадий Ангараканского и Верхне-Ангарского ледников. А если это так, то они формировались во время первого межледниковья, т.е. в мессовско-ширтинское время по западосибирской шкале, а верхние супеси и пески тогда соответствуют тазовскому времени.

Шестая терраса высотой 55–80 м широко распространена в центральной части впадины. Ей соответствуют слабонаклонная равнина и террасо-увалы вдоль юго-восточного борта Верхне-Ангарской впадины по обе стороны р. Котеры. Поверхность песчаных равнин и террасо-увалов осложнена грядово-котловинным дефляционным эоловым рельефом. Гряды и котловины выдувания ориентированы с юго-запада на северо-восток. Шестая терраса, террасо-увалы и слабонаклонные равнины сложены мощной толщей песков, которые были описаны нами в карьерах юго-восточнее Нового Уояна (рис. 34) и на подмытом Верхней Ангарой уступе в 2,5 км выше базы Янчуй (рис. 35).

В откосе 54–55-метрового уступа террасы выше базы Янчуй обнажаются три толщи. Верхняя состоит в основном из горизонтально залегающих серых и сизовато-серых, крупно- и среднезернистых песков, часто и тонко переслаивающихся между собой. На глубине 14–15 м наблюдается горизонт микроблоковых дислокаций в виде очень частых, узкоклиновидных смещений с интервалами разрыва от 2–3 до 10–20 см. Верхняя толща сложена главным образом озерно-речными аккумулятивными в условиях медленного течения осадками в проточных мелководных озерах и излучинах меандров. Общая мощность верхней толщи составляет 19–20 м. В средней толще обнажаются сверху темно-серые илы с растительным детритом, переходящие в тонкий алеврит, ниже – палево-бурые, сизые и сизовато-серые тонкозернистые пески и алевриты с прослоями илов. Толща в целом более однородная по сравнению с верхней. Горизонтально-волнистая слоистость выражена неявно. Пески и алевриты этой толщи имеют озерное происхождение. Водоем был не мелким и, вероятно, не проточным, так как характер осадков и слоистость говорят об осаждении материала из взвеси в условиях весьма слабых волнений и течений в придонных частях или даже полного отсутствия таковых. Мощность отложений средней толщи равна 9–9,5 м. Нижняя толща представлена косо-, косовоерно- и диагонально-слоистыми светло-серыми крупно-, средне- и мелкозернистыми песками с тонкозернистыми прослоями иловатых разностей, а также линзами и прослоями косослоистых галечников и гравийников. Отложения этой толщи целиком представлены русловыми фашиями блуждавших по равнине потоков. Хорошая сортировка и промывность песков свидетельствуют о значительной водоносности и гидродинамической силе



Рис. 34. Горизонтально-слоистые пески 55–80-метровой террасы в районе пос. Новый Уоян. Фото Д.-/Д. Б. Базарова

Верхней Ангары во время аккумуляции этих осадков. Значительная мощность отложений нижней толщи, да и всех остальных, наращивающих разрез, показывает, что аккумуляция происходила на фоне погружения всей центральной и восточной частей Верхне-Ангарской впадины. Возраст отложений 55–80-метрового террасо-увала определяется на основании данных спорово-пыльцевого анализа и анализа геолого-геоморфологических взаимоотношений с другими, более высокими и низкими террасовыми уровнями. В спорово-пыльцевом спектре отложений средней толщи господствует пыльца травянистых растений, значительное место занимают споры бриевых мхов (от 53 до 78%) и папоротников (от 0,8 до 8%). Травянистые представлены злаковыми, сложноцветными (*Compositae*, *Artemisia*, *Strepis*), подорожником, зонтичными, единично-маревыми, осоковыми и лебедовыми. Среди древесных (6–18%) выделяются сосна, ель, таксодиевые, мелколиственные представлены ольховником, ивой, березой. Присутствуют широколиственные породы (до 9%): *Carya*, *Juglans*, *Alnus*, *Quercus*. Верхняя и нижняя толщи немые. В спектрах, аналогичных спектрам песков нижней толщи отложений, вскрытых скважиной № 4 на северном берегу оз. Байкал, в центральной части террасо-увала отмечено устойчивое преобладание пыльцы трав от 60 до 86%. Содержание пыльцы древесных и кустарниковых равно 12,4%. В их составе *Pinus silvestris*, *Larix*, *Betula*, *Castanea*, *Quercus*, *Taxodiaceae*, *Betula exilis*, *Betula panae*, *Alnaster*. Пыльца трав в основном принадлежит *Cyperaceae* – 48,4%, а остальная – разнотравью. Споры представлены *Polypodiaceae* с единичными зернами *Lycopodiaceae*, *Botrychium*, *Bryales*.

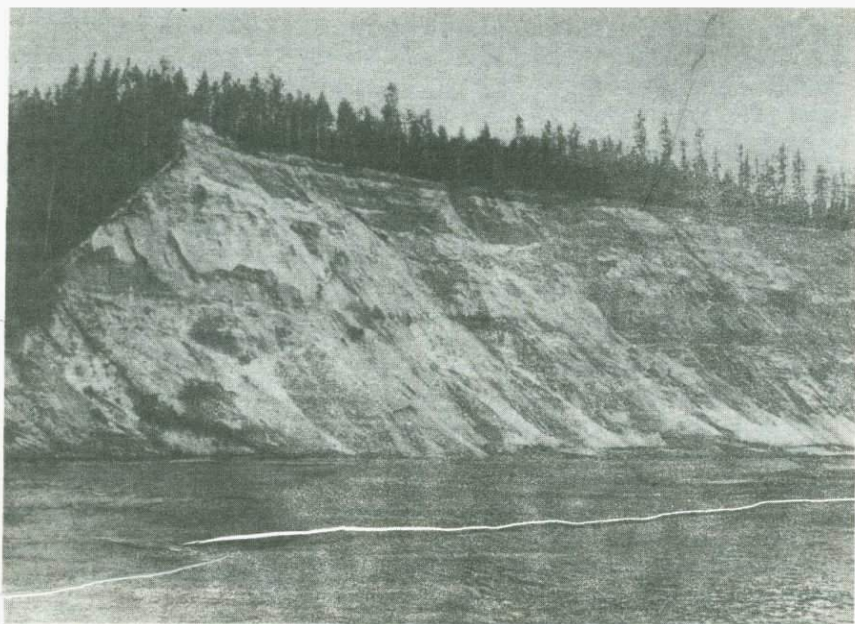


Рис. 35. Пески верхней толщи 55-метровой ниже- и среднелеистоценовой террасы р. Верхняя Ангара. Фото Д.-Д. Б. Базарова

Верхняя часть песчаной толщи, вскрытой скважиной № 3 в пос. Новый Уоян, соответствует верхней толще Янчуйского разреза. Высота увала та же (50 м). В спорово-пыльцевом спектре песков, в интервале глубины до 24 м, отмечается господство пыльцы древесных и кустарниковых пород (60,1%), среди которых преобладает пыльца *Pinus silvestris* — 39,6%, *Pinus sibirica*, имеются в значительном количестве *Abies*, *Larix*, *Pinus pumila*. Покрытосеменные представлены мелколиственными *Betula sp.* — 15%, *Betula albae*, *Alnus*. В травянистой группе преобладают *Artemisia* — 14,5%, *Suregaceae*, *Gramineae*. В комплексе спор — бриевые мхи.

Во время формирования верхних частей песчаных толщ террасоувалов существовали разреженные сосновые леса с сосной обыкновенной и сосной кедровой и редкими пихтово-лиственничными группировками в понижениях. В подлеске произрастали береза, ольховник, а на гольцах встречался кедровый стланик. Высокое содержание пыльцы осок свидетельствует о заболоченности. Значительное количество степных элементов среди травянистых свидетельствует о наличии больших сухих пространств.

Таким образом, спорово-пыльцевые спектры нижних двух толщ 55–80-метрового увала показывают, что отложения их сформировались в умеренно теплом климате нижнего плейстоцена, а верхняя толща могла накопиться в среднем плейстоцене, включая самаровское время, в условиях значительного изменения и похолодания

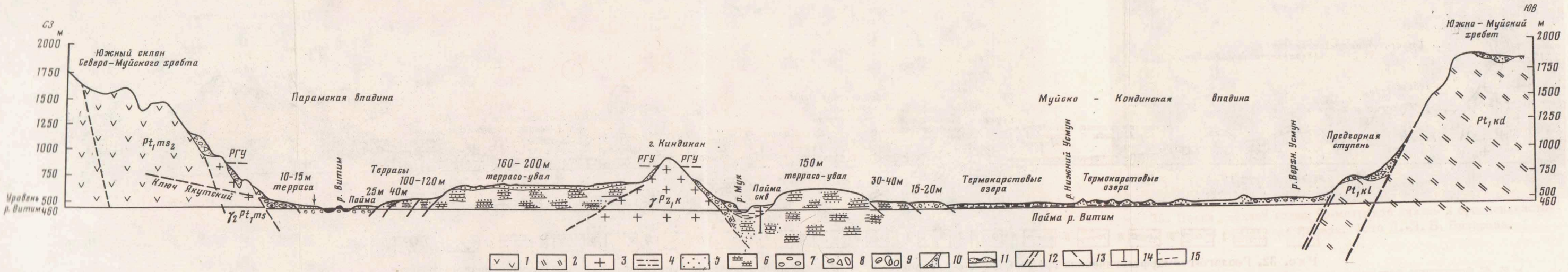


Рис. 39. Геолого-геоморфологический профиль через Муйско-Кондинскую и Парамскую впадины

1, 2 – породы древних метаморфических толщ; 3 – гранитоиды интрузивного комплекса; 4 – илы, пески пойменных террас; 5 – пески эоловые; 6 – мощная толща слоистых песков высоких террас и террасо-увалов; 7 – галечники низких террас Витима; 8 – щебнисто-галечные от-

ложения наземных дельт; 9 – валуны, галечники конусов выноса; 10 – щебень, глыбы предгорных осыпных шлейфов; 11 – эоловые бугры и термокарстовые озерные ванны; 12 – бортовые разломы; 13 – прочие разрывные нарушения; 14 – скважины; 15 – региональный геоморфологический уровень

климата по сравнению с климатической эпохой, существовавшей во время формирования нижних толщ. По условиям распространения, залегания и геоморфологическому положению, по строению и составу, возрасту, а также облику весь разрез может быть сопоставлен с песчаной толщей кривоярской свиты, выделенной Д.Б. Базаровым [6] в Селенгинском среднегорье. Они по всем признакам аналогичны также пескам Баргузинской, Тункинской и Муйской межгорных впадин, изученных более детально.

В Верхне-Ангарской впадине отчетливо выделяется еще более высокий, морфологически хорошо выраженный аккумулятивный уровень-увал высотой 110-140 м над уровнем Верхней Ангары. Он распространен по правобережью среднего течения р. Гонкули и представляет собой наиболее поднятый блок, ограниченный субширотными и субмеридиональными сбросами. Поверхность этого увала была подвержена интенсивной эоловой деятельности, оставившей после себя грядово-котловинный микрорельеф. В понижениях расположены многочисленные озера. Отложения этого увала вскрыты скважинами № 10 и 28 до глубины более 100 м. В разрезе, вскрытом скважинами, выделяются:

1. Песчаный алевроит серого и серовато-коричневого цвета, параллельно-тонкослойный вследствие частого чередования тонких алевроитовых и песчаных слоев. Для пачки характерны тонкие шпирь льда, слой в целом мерзлый, мощность 21 м.
2. Вверху залегает песчаный алевроит, аналогичный верхнему, но талый. Ниже залегают мелко- и среднезернистые алевроитовые пески, также талые. Общая мощность их равна 57,3 м.
3. Песок мелко- и среднезернистый, желтовато-серый, но мерзлый. Мощность второго мерзлого горизонта 27,5 м.
4. Песок мелкозернистый, серовато-желтый талый, вскрытая мощность которого равна 8,0 м.

По характеру гранулометрического состава и слоистости отложения, вскрытые скважиной № 10, могли сформироваться в слабопроточных мелководных озерах с субламинарным режимом течения. В спорово-пыльцевом спектре верхних песчаных алевроитов господствующее положение занимает пыльца трав, особенно мезоксерофитовых, что свидетельствует о большом распространении лугово-степных растительных группировок (55,6%). В пыльце травянистых растений в значительных количествах встречены пыльца злаков (37,3%), сложноцветных (4,5%) и разнотравья. Древесная растительность (11,6%) представлена сосной, ивой, березой, лещиной и буком, пыльца которых встречена единичными зернами. Споры составляют 18,2% от общего количества пыльцы и спор. Среди них споры Polypodiaceae - 4,3%, Hepaticae - 2,7%, Bryales - 6,2%, Selaginella sibirica - 1,88%, Ophioglossaceae - 1,3%, грибов - 1,8%. Такой состав спор и пыльцы свидетельствует о теплых климатических условиях и лесостепном ландшафте времени накопления верхней пачки по скважине № 10.

Согласно данным спорово-пыльцевому анализу проб, взятых из нижних песков скважин, содержание древесных, травянистых и споровых элементов составляет:

8. Зак. 449

ровых соответственно характеризуется величинами 40, 30, 21%. В составе древесных и кустарниковых пород встречены голосеменные *Abies*, *Picea* (3,1%), *Pinus Diploxylon* (5,8%), *Pinus silvestris* (13%), *Pinus sibirica* (4,4%), *Podocarpus* (4,6%). Широколиственные и теплолюбивые элементы представлены буковыми, дубом, липовыми, *Mugica*, мелколиственными – березой, ивой и ольховником (6%). Среди травянистых преобладают злаковые (31%), а споровых – бриевые мхи, папоротники, плауны. Такой состав растительности свидетельствует о теплом и достаточно влажном климате периода накопления аккумулятивных толщ самого высокого террасо-увала. Мерзлые слои, встреченные в интервалах глубин 0–22 м и 88–108 м, являются реликтами плейстоценовых эпох похолодания климата, когда впервые появилась многолетняя мерзлота. Сопоставление данных спорово-пыльцевого анализа с комплексами, выделенными В.А. Беловой [10] для плиоцен-четвертичных отложений впадин байкальской рифтовой зоны, позволяет датировать нижние пески скважины № 10 плиоценом, а верхние алевриты – раннечетвертичным временем (по схеме В.И. Громова – верхний эоплейстоцен). Рассмотренные алевриты и пески представляют верхнюю часть мощной осадочной толщи неоген-нижнечетвертичного времени, превышающую сотни метров.

В строении поверхности прибортовой части впадины ведущее место занимают аккумулятивные склоновые формы рельефа, возникшие в результате лавинного, обвально-осыпного и солифлюкционного перемещения обломочного материала с верхних гипсометрических уровней в зону аккумуляции. К склоновым образованиям относятся глыбовые россыпи, каменные реки и каменные поля нижних и средних частей склонов. Сверху они бывают перекрыты более молодыми глыбовыми образованиями и тогда между ними фиксируется ископаемая почва.

В устьях рек, спускающихся со склонов Верхне-Ангарского и Северо-Мульского хребтов, обращенных к впадине, образуются конусы выноса, которые, сливаясь, формируют подгорные пролювиальные равнины. Последние переходят в поверхность второй террасы. Конусы выноса, сложенные грубым валунным и крупногалечным материалом, по периферии становятся песчаными. На конусах выноса нередко наблюдаются и селевые отложения с характерным для них хаотическим нагромождением валунов и глыб. Микрорельеф конусов выноса линейно-бугристый.

Склон Верхне-Ангарского хребта, обращенный к одноименной впадине, как "теневой" не испытывал значительного оледенения. Тем не менее по речным долинам, направленным в сторону впадины, во все эпохи оледенения происходило выдвигание ледников, которые оставляли свои конечные морены, надвинутые друг на друга, в пределах предгорной зоны Верхне-Ангарской впадины. Эти конечные морены хорошо выражены в приустьевых частях рек преимущественно третьего порядка – Вершины Дармиков, Якчия, Подкаменной, Огдынды, Анамакита Ангарского и других, берущих свое начало в центральной высокогорной части Верхне-Ангарского хребта, где

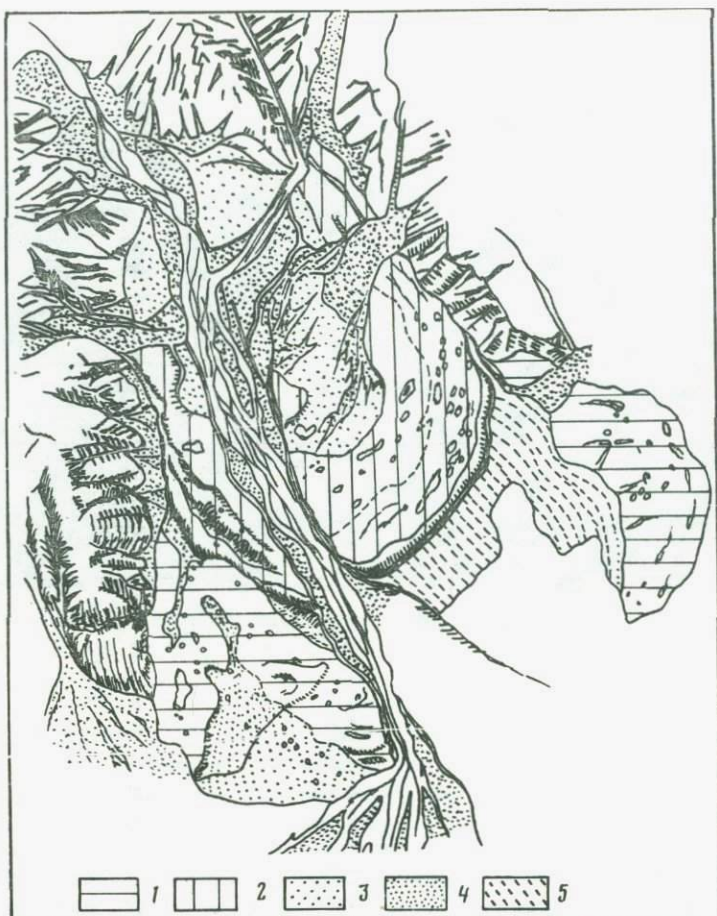


Рис. 36. Схема взаимоотношения конечных морен плейстоценовых оледенений в устье р. Анамакит Ангарский

1 — остатки конечной морены самаровской эпохи; 2 — конечная морена зырянской эпохи; 3 — аккумулятивная поверхность каргинского межледниковья; 4 — поверхность голоценовых пойм; 5 — переработанная поверхность флювиогляциальных образований зырянской эпохи

располагались крупные центры плейстоценовых оледенений. В предгорной зоне ледниковые и водно-ледниковые отложения находятся в сложных взаимоотношениях с разновозрастным пролювием конусов выноса.

По р. Анамакит, например, выделяются две конечные морены, отличающиеся одна от другой по морфологии, сохранности и геоморфологическому положению (рис. 36). Наиболее древняя морена здесь сильно размыва и морфологически слабо выражена. Она сохранилась преимущественно по правобережью Анамакита, небольшие фрагменты ее находятся и по левобережью речки. Высота фронтального уступа над поверхностью древнего доледникового конуса, перекрытого фло-

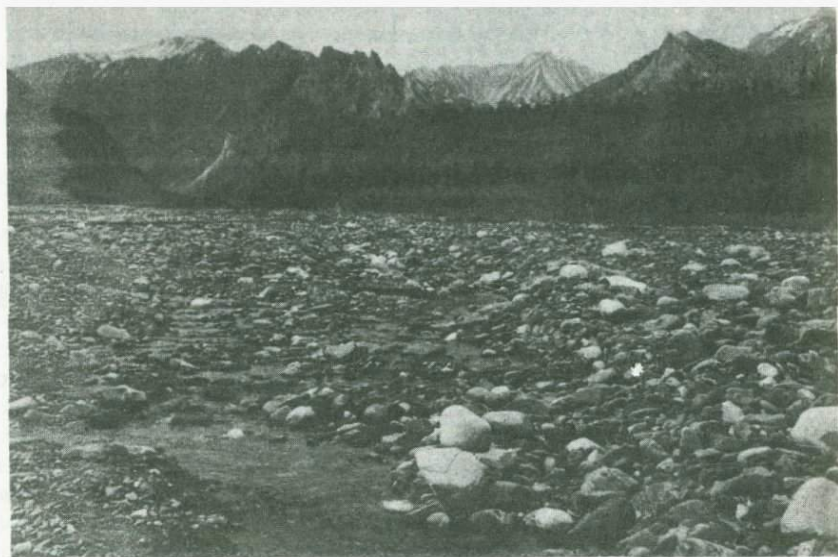


Рис. 37. Морена молодого верхнеплейстоценового ледника на левобережье Анамакита

виогляциальными отложениями, равна 25–30 м, а над руслом Анамакита – 40–45 м. По данным бурения на периферии конуса выноса этой речки мощность древних доледниковых пролювиальных отложений составляет более 100 м, представлены они в основном грубыми осадками – валунами и галечниками.

На размытые остатки более древней морены надвинуты морены более молодого оледенения (рис. 37). Высота уступа поздней морены над ранней равна 20–30 м; над поверхностью конуса выноса, вложенного в древнюю морену, – 40–50 м, а над руслом Анамакита – 60–80 м. Длина более поздней морены 3,5 км, ширина 500 м.

В приустьевой части р. Подкаменной можно наблюдать следы трех эпох оледенения (рис. 38). Здесь конечные морены располагаются ступенчато, одна над другой, в сторону горного хребта. Самая древняя и наиболее далеко выдвинутая морена залегает на слабоаклонной равнине конуса выноса и имеет высоту 20–40 м. Она большей частью размыта. Вторая, средняя морена, возвышается над первой на 40 м, высота ее над уровнем реки 45–55 м, а третья, более молодая, надвинута на вторую уступом высотой 40–50 м. Высота поверхности морены над уровнем р. Подкаменной 70 м. Длина этой морены 2,8 км, ширина 250–300 м.

По р. Огдында также имеются три разновозрастные морены, и они тоже надвинуты друг на друга уступами высотой 40–50 м.

Анализ взаимоотношений морен и конусов выноса, находящихся в устьях Подкаменной, Огдынды и Анамакита, позволяет выделить

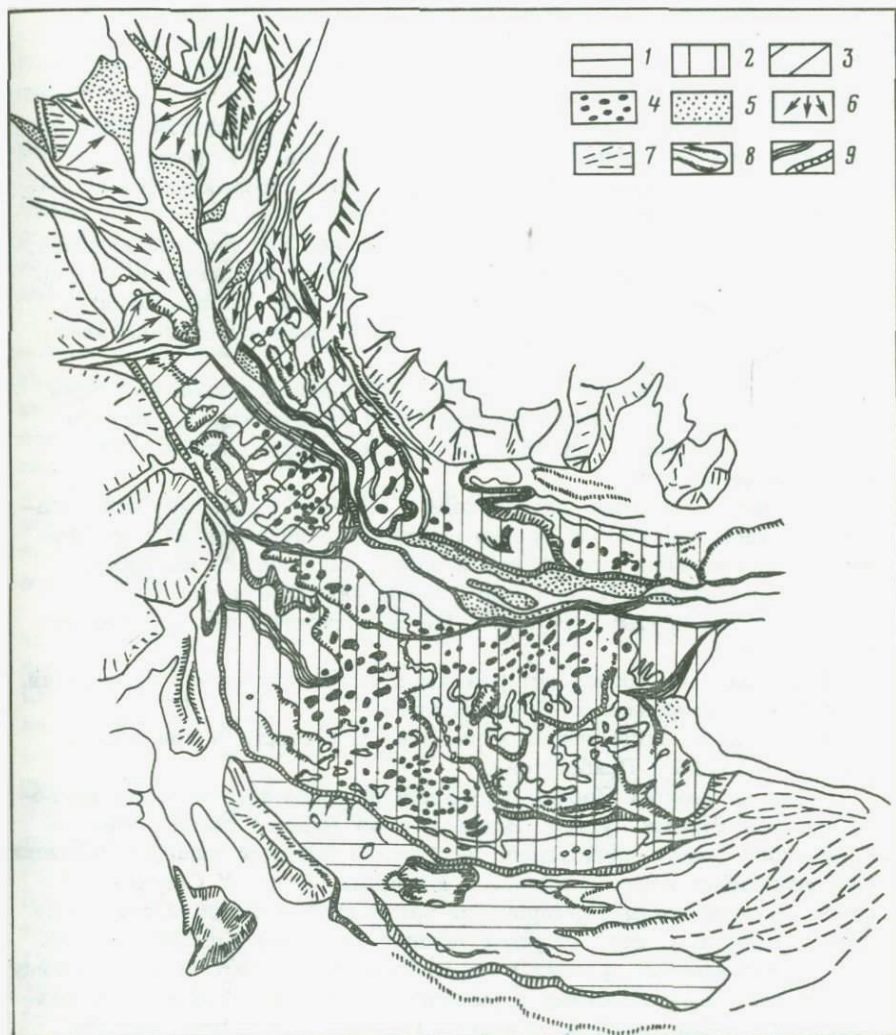


Рис. 38. Схема взаимоотношения конечных морен плейстоценовых оледенений в устье р. Подкаменной

1 — остатки конечной морены самаровской эпохи; 2 — конечная морена зырянской эпохи; 3 — конечная морена сартанской эпохи; 4 — поверхность аккумулятивной террасы каргинского межледниковья; 5 — поверхность голоценовых пойм; 6 — поверхность голоценовых конусов выноса; 7 — следы русел; 8 — коренные склоны; 9 — уступы морен и террас

следующие этапы аккумуляции и размыва и соответствующие им формы рельефа.

1. В нижнем и начале среднего плейстоцена здесь происходит накопление мощной толщи грубых пролювиальных отложений и формирование широких слабонаклонных конусов выноса в устьевой части рек.

2. В среднем плейстоцене во время похолодания климата и развития максимального оледенения из гор выдвигались ледники и на поверхности конусов выноса формировались конечные морены и флювиогляциальные равнины вдоль их внешнего края.

3. В конце среднего плейстоцена и начале верхнего ледники деградировали и интенсивный размыв, проявившийся в процессе их таяния, сильно затронул морену. В этот период формируются конусы выноса, вложенные в доледниковые конусы выноса.

4. В верхнем плейстоцене наступило новое похолодание климата, в горах появилось оледенение, и ледники вновь выдвинулись из гор по долинам Анамакита, Огдынды и Подкаменной. Морена нового ледника надвинулась на морену среднеплейстоценового оледенения (она и морфологически лучше выражена).

5. В ходе деградации и после исчезновения ледников во второй половине верхнего плейстоцена проявился размыв морены второго оледенения, но уже в меньших масштабах по сравнению с ранневерхнеплейстоценовым.

6. В конце верхнего плейстоцена в связи с очередным похолоданием климата происходит третье выдвигание ледников из гор. Морена этого ледника, так же как второго, надвинулась на морену второго оледенения. Язык новой морены наиболее четко выражен, он обрывается крутым уступом и почти полностью перегораживает выход долины.

7. В голоцене происходит размыв морены последнего оледенения. Он был узколинейным, каньонообразным.

Такая смена аккумуляции и размыва характерна и для других районов Северного Прибайкалья.

В разных местах Верхне-Ангарской впадины формирование рельефа шло различными путями. Вдоль юго-восточного склона Верхне-Ангарского хребта происходило накопление крупных шлейфов, больших слабонаклонных конусов выноса и конечных морен. У Северо-Муйского борта впадины формировался узкий крутой шлейф и отдельные конусы выноса. С этой стороны ледники нигде не выходили из гор. Они остановились в средних и верхних частях речных долин. Поэтому в разрезах многочисленных и разновозрастных конусов выноса, развитых вдоль Северо-Муйского склона Верхне-Ангарской впадины, кроме пролювиальных и пролювиально-аллювиальных отложений, присутствуют флювиогляциальные фаши. Самое дно впадины в течение всего плиоцен-четвертичного времени было ареной аккумуляции преимущественно озерно-речных отложений. В результате колебательных движений здесь формировался комплекс аккумулятивных террас высокого, среднего и низкого уровней.

Морфоструктура Муйских впадин

Система Муйских впадин, состоящая из собственно Муйско-Кондинской, Парамской и Горбылокской, с севера обрамлена Северо-Муйским, а с юга Южно-Муйским хребтом. С запада она граничит с отрогами Музжанского хребта, с востока ограничена выположенными

среднегорными гольцами на междуречье Куды Малой – Сьюлбана. Ниже дается краткая характеристика отдельных впадин и их взаимоотношения.

Горбылокская впадина ориентирована на северо-восток, длина ее равна 60 км, ширина колеблется от 8 до 15 км. Впадина сильно расширена в северо-восточной части ниже впадения Муякана в Мую. Днище плоское и имеет абсолютные высоты 520–600 м. Четко выражен юго-восточный борт впадины, он совпадает с разломом северо-восточной ориентировки; северо-западный склон не везде крутой, но тоже четко выраженный.

Парамская впадина длиной 50 км, шириной 10–14 км протягивается на восток вдоль южного склона Северо-Муйского хребта. Предельно четко выражены западный и северный борта, обусловленные разломами. Амплитуда вертикальных движений по ним составляет 1500–2000 м. Впадина с юга окаймляется внутривпадинной перемычкой в виде низкогорной гряды. Внутренняя часть впадины делится на три участка: Парамский – опущенный, плоский и заболоченный, центральный – увалистый, сложенный мощной толщей песков, и Бахтарнакский (рис. 39, вкл.), также опущенный, плоский и заболоченный, с отдельными останцами песчаных увалов.

Муйско-Кондинская впадина наиболее крупная – длина ее 90 км, ширина достигает 25–27 км. Очень четко выражено южное обрамление впадины в виде тектонического уступа – северного склона Южно-Муйского хребта. Вертикальные перемещения по ним составляют 1400–1800 м и более. С севера она отделяется от Парамской впадины все той же вышеуказанной низкогорной грядой. Внутреннее строение этой впадины более сложное. Западная часть занята увалами, сложенными песками (междуречье Муя – Мудирикан, Мудирикан – Витим). Восточная часть впадины более равнинная, заболоченная с останцовыми уровнями в нижней части Конды и Койры. Здесь множество участков – “окон” новейшего опускания: Койринский, Сьюлбан-Кондинский, Кудамалинский, Усмунский. Вдоль южного борта, на междуречье Витим – Мудирикан, прослеживаются низкие горы и увалы высотой 900–1100 м, представляющие выступы фундамента.

Важным элементом внутреннего строения Муйских впадин является внутривпадинная перемычка, которая дугообразно протягивается от северного склона Южно-Муйского хребта на северо-восток и восток в виде суживающейся гряды. На юго-западе между Горбылокской и Муйско-Кондинской впадинами эта гряда имеет большие абсолютные отметки, превышающие 2000–2200 м. Здесь она представляет собой асимметричный горст с крутым сбросовым северо-западным склоном. На северо-восток перемычка-гряда понижается до 900–1500 м, переходит на левую сторону Муи и протягивается на восток вдоль нее до Витима; далее прослеживается на правом берегу последнего вдоль нижнего течения р. Конды. На участке Бурундуковского урочища (нижнее течение Конды) низкогорная перемычка отделяет Муйско-Кондинскую впадину от Парамской. Перемычка имеет асимметричное строение: южный склон гряды кру-

той и обусловлен разломным уступом, северный — пологий, до середины закрытый мощной толщей песков.

По данным гравиметрии выявлено, что фундамент Муйско-Кондинской впадины имеет довольно сложное блоковое строение. На кристаллическом фундаменте, сверху перекрытом мощными толщами кайнозойских осадков, устанавливается две главные системы разломов — субмеридиональная и субширотная. Первая совпадает с ориентировкой домезозойских складчатых структур и разрывных нарушений горного обрамления, а вторая является производной кайнозойского этапа развития впадин. По данным геофизических работ, в Муйско-Кондинской впадине располагается область максимального осадконакопления, где фундамент опущен на глубину свыше 1000 м [34]. В Парамской впадине наибольшая мощность рыхлых отложений достигает 250–300 м.

В пределах Муйских впадин и на склонах обрамляющих их горных хребтов в течение плиоцен-четвертичного времени были развиты различные экзогенные процессы рельефообразования: флювиальные, гравитационные, ледниковые, эоловые, морозно-мерзлотные, солифлюкционные и др. Эти процессы сформировали низкие аккумулятивные заболоченные пониженные равнины, высокие, средние и низкие террасы, многочисленные конусы выноса, наклонные и крутые шлейфы, эоловые бугры и барханы, мерзлотные бугры и термокарстовые ванны.

Выделяются здесь следующие аккумулятивные уровни: поймы — низкая — 16–23 м, высокая — 3,5–5 м, первая надпойменная терраса — 6–9 м, вторая — 10–12 м, третья — 15–18 м, четвертая — 25 м, пятая — 40 м, шестая — 50–80 м, седьмая — 100–140 м, высокая — 160–200 м. Террасы распространены в основном вдоль крупных рек. Вдоль крутых бортов формируются слабонаклонные равнины на конусах выноса. На низких плоских заболоченных равнинах развиты мерзлотные бугры и множество термокарстовых ванн. Эоловые формы рельефа приурочены к высоким террасам и увалам.

Широкое распространение имеет низкая пойма (1,5–3 м) Витима, Муи, Конды, Мудирикана и Койры, которая постоянно затопливается в период паводков и половодий. Она занимает небольшую площадь узкой полосой вдоль русел рек. Сложена низкая пойма русловыми и пойменными осадками. На ее поверхности широко развиты процессы заболачивания и термокарстовые явления, приведшие к образованию многочисленных мелких озер и бугров пучения. Русловые отложения представлены песками, гравием и реже галечником. В местах выхода рек из сужений хребтов русловые осадки сплошь состоят из гравия, галечников и валунов. Пойменные осадки сложены илстыми отложениями. Кроме того, за счет примешивания осадков проточных озер они становятся алевритистыми и песчаными (песчаные алевриты и иловатые пески) с прослоями растительного детрита торфяных болот.

Высокая пойма (3,5–5 м) прослеживается повсеместно в Муйско-Кондинской впадине и занимает большие площади по обе стороны р. Витим. В период высокого стояния уровня воды Витима

(в паводковое время) от гидропоста Спицино до дер. Неляты поверхность высокой поймы превращается в большое озеро с массами островков. В устьевых частях крупных притоков Витима, Конды, Муи, Мудирикана и Парамы высокая пойма занимает также значительные площади.

Поверхность высокой поймы представляет собой сплошные болота с развитыми мелкими термокарстовыми и старичными озерами. Повсеместно видны многочисленные следы блуждания русел и прирусловых валов серповидной или подковообразной формы. Высокая пойма сложена песчано-галечными отложениями, иногда сцементированными гидроокислами железа. Ближе к горному обрамлению в русловой фации Витима встречаются и мелкие валуны. При значительном отдалении от гор разрез высокой поймы представлен главным образом песчано-илистыми осадками с крупными линзами растительного детрита и бурого торфа. Наиболее характерный разрез высокой поймы Муи описан нами в левобережной части, у юго-восточной окраины пос. Усть-Муя. Здесь в разрезе поймы выделяются две разные толщи осадков: 1) верхняя (0,6 м), сложенная серым, темно-серым, иловатым, слегка чешуйчатым песком пойменной фации с едва заметной горизонтальной слоистостью; 2) нижняя (2,8 м), представленная темно-серым илом с большим количеством растительного детрита и тонкими прослойками и линзами светло-серого, мелкозернистого песка, подчеркивающего хорошо выраженную горизонтальную слоистость.

Высокая пойма прислонена к первой надпойменной террасе высотой 6–9 м, которая занимает большую площадь по правобережью Витима. Поверхность ее сравнительно сухая и занята локальными участками заболачивания. Встречаются полигональные грунты и термокарстовые ванны небольших размеров. Представлена терраса в основном песчано-илистыми отложениями. Первая терраса с аналогичными отложениями встречается и по другим рекам, таким, как Муя, Конда, Парам. Русловые отложения террасы чаще всего представлены песками, гравием, галечниками, а иногда и мелкими валунами.

Наиболее характерный разрез первой надпойменной террасы описан нами в районе пос. Усть-Муя, у его юго-восточной окраины. Здесь на подмытом уступе 6–7-метровой террасы обнажаются песчано-илистые отложения. Пойменные осадки в разрезе постепенно сходят на нет. Разрез террасы представлен тремя разными толщами осадков.

Верхняя (0,7 м) представлена желтовато-серым, тонкозернистым, слегка ожелезненным песком. Верхняя часть толщи сильно выдута и переверена.

Средняя толща (1,8 м) сложена темно-серым илом с тонкими прослойками светло-серого, ожелезненного песка с хорошо выраженной горизонтальной слоистостью.

Нижняя (4 м) состоит из серого светло-серого, мелкозернистого песка с сильно ожелезненными окатышами и стяжениями в верхней части. Слоистость горизонтальная, ровная и хорошо подчеркивается тонкими прослойками темноцветных минералов.

Первая надпойменная терраса р. Муи в районе с. Таксимо сложена четырьмя толщами осадков, представленных сверху тонкой, пылеватой супесью (0,5 м), переходящей вниз по разрезу в желтовато-бурый, тонкозернистый, иловатый, ожелезненный песок с нарушенной слоистостью и сложными завихрениями (0,6 м). Средняя часть разреза представлена темно-бурым, зеленовато-бурым илом (1,7 м) с тонкими прожилками, пятнами и слоями неразложившегося торфа мощностью до 15–20 см. Торфы местами замещаются погребенной почвой из гумуса. Эта иловато-торфянистая толща лежит с резким размывом на русловых отложениях из крупнозернистого песка, гравия и галечников мощностью до 3–5 м.

Совершенно другое строение имеет терраса в районе таксимского сужения. Здесь первая терраса имеет двухчленное строение и представлена сверху палево-бурыми, слегка иловатыми, мелкозернистыми, реже средне- и крупнозернистыми, отмытыми, отсортированными песками с хорошо выраженной косой и диагональной слоистостью (3,0 м). Нижняя часть представлена галечниками и мелкими валунами (3,5 м).

Валуно-галечными отложениями представлена терраса в районе зимовья Бурдуковское, у склона хребта, разделяющего бассейны рек Муи и Парамы, с видимой мощностью около 6 м.

Аналогичные валуно-галечные отложения описаны нами на 7–8-метровой террасе р. Витим, непосредственно при выходе реки из горного сужения Южно-Муйского хребта. Мощность осадков составляет около 6–7 м.

Илисто-песчаные осадки первой надпойменной террасы в районе пос. Усть-Муя содержат довольно богатые спектры спор и пыльцы. Пыльца растений представлена преимущественно древесной пыльцой (до 50–80%) сосны, ели, березы и ольхи. Травы представлены пыльцью, осоковыми, вересковыми и другими (от 4 до 20%). Споры принадлежат папоротниковым, сфагновым и зеленым мхам (от 10 до 40%). Такой спектр свидетельствует, скорее всего, о преобладании сосново-березового леса с примесью ольхи и ели, аналогичного современным формам растительности.

Первая надпойменная терраса, так же как и низкая и высокая поймы, возможно, сформировалась в голоцене.

Вторая надпойменная терраса высотой 10–12 м прослеживается повсеместно по долине р. Витим и ее притоков в виде небольших фрагментов. Поверхность террасы слабо наклонена, бугристая и слабо выражена в рельефе. Она чаще всего бывает прислонена к уступам более высоких террас. Так, например, в районе пос. Усть-Муя вторая терраса высотой 10 м прислонена к уступу 25-метровой (четвертой) террасы (рис. 23). Аллювий террасы состоит из пяти разных толщ осадков. Первая сверху толща мощностью около 1,0 м состоит из палеовой супеси с остатками древесины, стекла и железа и представляет собой современный наносный материал, вымытый из оврага после ливневых дождей. Вторая (3 м) представлена светло-серыми, серыми, мелко-, средне- и разнотельными, сильно ожелезненными песками с частыми линзами глинистых и пылеватых

песков с пятнами омарганцевания. Слоистость слабовыраженная, горизонтальная, местами слабонаклонная. Третья толща, состоящая из тонко- и мелкозернистых иловатых песков мощностью 3,5 м, имеет темно-серый оттенок за счет наличия темноцветных минералов. Тонкие прожилки сажистых илов хорошо подчеркивают волнисто-горизонтальную, горизонтальную слоистость. Толща в целом сильно подвержена криогенным нарушениям в виде мелких морозобойных клиньев и инволюций с причудливыми формами. Это типичная старичная фашиа. Четвертая (2,2 м) состоит из темно-бурых и темно-серых илов с тонкими прослойками светло-серых крупнозернистых песков и серых глин с гумусом и растительными остатками. Толща сильно ожелезнена по краям, имеет очень сложную слоистость с причудливыми завихрениями, видимо, образованными в результате подводных оползаний. Слой падает в сторону уступа 25-метровой террасы под углом 12-15°.

У основания террасы залегают слабоокатанные галечники и валуны видимой мощностью около 1 м.

В спорово-пыльцевом спектре образцов, взятых Е.Е. Зеленским из отложений второй надпойменной террасы р. Муя в районе пос. Усть-Муя, содержится пыльца древесной растительности в пределах всего 3-5%, трав - 22-84% и споры - 1-3%. Доминирующее положение занимают мезоксерофитные травы: злаковые, полыни, сложноцветные, осоковые и др. Среди древесных форм выделяется пыльца ели, сосны, березы и единично ольхи и лиственницы. Споры представлены *Sgognales*, *Filicelis* и др. Данный спорово-пыльцевой спектр свидетельствует о существовании степного ландшафта с небольшими островками леса. Наличие большого количества лугово-степных форм растений, а также сильное нарушение накоплений второй террасы Муи и других рек Муйско-Кондинской впадины криогенными процессами говорит о том, что она могла сформироваться в сартанское время, т.е. в конце верхнего плейстоцена.

Третья надпойменная терраса высотой 15-18 м довольно широко развита в долинах Витима, Муи и Конды. Отдельные фрагменты этой террасы нами наблюдались по левой стороне протоки Старый Витим, в 7 км выше пос. Усть-Муя, в левобережной части р. Муи, напротив пос. Усть-Муя, на правом берегу р. Конды в 5 км от устья, в долине Муи, в 2 км выше устья Мудирикана, и других местах. Поверхность террасы подвержена мерзлотным деформациям и имеет небольшой уклон в сторону реки с мелкими и сравнительно широкими западинами, которые образовались за счет постепенного таяния погребенных льдов, залегающих на глубине 1-1,5 м от поверхности. Обычно третья надпойменная терраса бывает приклонена к более высокому уровню террас. Так, в устье р. Мудирикан она приклонена к высокому 100-150-метровому террасо-увалу.

Сложена терраса алевритистыми, песчано-алевритистыми, песчано-иловатыми отложениями. В разрезе 17-метровой террасы, описанной нами в протоке р. Старый Витим, в 7 км выше пос. Усть-Муя, выделяются три толщи: в верхней толще (до 2 м) наблюдается серая, светло-серая, пылеватая супесь с постепенным переходом в

пески следующей толщи. Средняя толща (9 м) состоит из светло-серых, тонко- и мелкозернистых песков с хорошо выраженной тонкой, ровной, горизонтальной, реже горизонтально-волнистой слоистостью. В верхней части толщи (4,2 м) очень часты прослойки и линзы желтовато-серого, разномерного песка, а в нижней (4,8 м) - тонкие прослойки мощностью от 0,5 до 2-3 см темно-бурых илов и темно-серых алевритов. Нижняя толща 17-метровой террасы (6,0 м) сложена исключительно из темно-серого, зеленовато-серого, мерзлого алеврита с тонкой горизонтальной слоистостью и со льдом. В этой мерзлой толще осадков Е.Е. Зеленским были найдены остатки костей шерстистого носорога *Coelodonta antiquitatis*, ископаемой лошади *Equus caballus*, кулана *E. hemionus* и мамонта позднего типа *Mammuthus primigenius* Blum. (определения Б.С. Кожамкуловой).

В спорово-пыльцевых спектрах верхней и средней песчаных частей разреза этой террасы (по Е.Е. Зеленскому) преобладает пыльца древесных пород (75%). Она представлена сосной обыкновенной, сосной сибирской, елью, березой и единичными зернами осины, пихты и лиственницы. Небольшой процент составляет пыльца вересковых, осоковых, лютиковых, гречишных, сложноцветных и гвоздичных - до 19-29%. Спорные растения представлены многоножковыми. В нижней алевритистой толще террасы, наоборот, характерно преобладание травянистых растений из злаков, осоковых, маревых, полыни, сложноцветных (51%). Пыльца древесных пород (сосны обыкновенной, березы, ели и редко - осины и лиственницы) составляет 27%. Споры представлены зелеными и сфагновыми (торфяными) мхами.

Большое количество ксеромезофитных трав и споровых растений в низах разреза террасы свидетельствует об умеренно-холодном и сравнительно влажном климате во время формирования нижней льдистой алевритовой толщи. Судя по пыльце, во время образования средней и верхней толщ климат был уже умеренно-теплым.

Исходя из данных спорово-пыльцевого анализа, находок верхнеплейстоценовой фауны мелкопитающих, а также из сопоставления отложений третьей террасы с другими террасами низкого комплекса мы пришли к выводу о зырянском возрасте (вероятно, вторая половина века) нижней толщи и каргинском - верхней и средней толщ этой террасы.

Третья терраса высотой 13-17 м с таким же составом и строением отложений наблюдалась в долине Муи в 2 км выше устья Мудирикана. Примечательным является то, что в нижней части этой террасы имелись сингенетичные льды и льдистые алевритовые осадки мощностью 2-3 м. В настоящее время при подмыве и вскрытии они растаяли и на месте их образовалась большая (вдоль всего обнажения) полость глубиной до 2-4 м. В глубине ее отчетливо видны льды, которые еще не растаяли. Погребенные льды, залегающие в отложениях третьей террасы, могут еще раз свидетельствовать о суrowых и холодных условиях формирования ее низов.

Четвертая надпойменная терраса высотой 25 м узкой полосой наблюдается по р. Муя, в районе пос. Усть-Муя, лесоучастка Киндиканского и других местах, а также небольшими фрагментами вдоль правобережной части р. Витим. Она имеет такую же высоту в других впадинах байкальского типа. Поверхность террасы сильно размыта и изрезана мелкими ложбинами стока. Наиболее характерный разрез 25-метровой террасы нами описан в левобережной части р. Муя в районе лесоучастка Киндиканского. В разрезе этой террасы выделяются в основном две различные и разновозрастные толщи: в верхней толще сначала до 7 м наблюдается светло-серый, мелкозернистый, хорошо промьгтый песок с тонкими прослойками темноцветных минералов, подчеркивающих хорошо выраженную горизонтальную, волнисто-горизонтальную слоистость. В этой части толщи заметны тонкие линзочки темно-бурого, илистого, светло-серого, желтовато-серого, среднезернистого песка.

Ниже, в мелкозернистых песчаных отложениях мощностью около 9 м, повсеместно выходят линзы и прослои слабоокатанных мелких галечников с тонкой ритмичной, веерной, горизонтальной и диагональной слоистостью. В этих песках заметны мелкие трещины на глубине 7,2 м.

Нижняя часть верхней толщи (около 4 м) сложена в основном темно-серым, плотным алевритом с тонкими прослоями разнозернистых песков. Слоистость тонкая слабовыраженная, горизонтальная.

Нижняя толща состоит из песчано-галечных отложений. В ней разнозернистые и алевритистые пески, местами илы перемежаются с прослоями, линзами и тонкими слоями слабоокатанных галечников и мелких валунов или совершенно неокатанной щебенки. Мощность толщи 5-6 м. В нижнюю толщу вложены красноватые разнозернистые пески с щебнем и дресвой. На бечевнике много крупных валунов, крупного щебня и гальки.

По характеру залегания осадков и по текстурным особенностям можно судить о том, что верхняя песчаная часть террасы формировалась в условиях мелких проточных озер, тогда как средняя ее часть характеризовалась условиями, когда доминировали русловые потоки. А преимущественно песчанистый состав осадков четвертой террасы обусловлен частым размывом и переотложением песков из более высоких террас и террасо-увалов, которые распространены в этом районе. Нижняя часть террасы, видимо, была связана с русловыми осадками, которые в отдельные периоды перекрывались пойменно-старичными отложениями. Наличие грубого неокатанного материала в основании террасы говорит о том, что начало ее формирования было связано с размывом и переотложением коренных пород склона. В аллювий Муя вклинивались грубые пропювальные отложения.

Спорово-пыльцевой спектр из средней части верхней толщи отражает господство споровых растений - 52-96,2%. Среди них доминируют бриевые мхи и кочедыжниковые. В спектре древесно-кустарниковых растений встречена в основном пыльца мелколиственных пород: березы, осины, ивы, вересковых (12-18%). Единично отмечена пыльца хвойных и широколиственных пород (сосна обыкновен-

ная, сосна кедровидная, ольха, лещина). Такой спектр характеризует преобладание довольно влажного, умеренно-теплого климата.

Исходя из полученного палинологического спектра можно судить, что верхняя толща осадков четвертой террасы могла сформироваться в межледниковое время, соответствующее казанцевскому периоду.

Спорово-пыльцевой спектр нижней толщи осадков показал наличие ели — 1,7–4,3%, сосны обыкновенной — 1,7%, березы — 8,5–16,5%, осины — 8,3%, вересковых — 1,7–3,3%. В небольшом количестве встречаются представители широколиственной теплолюбивой флоры: *Juglans*, *Carya*, *Quercus*, *Fagus*, *Corylus*, *Carpinus*. Из пыльники травянистых растений отмечаются степные и лугово-степные формы (злаковые, гречишные, лютиковые, лебедовые, сложноцветные — 24%). Данный комплекс отражает сочетание различных растительных формаций. Здесь наряду с наличием некоторых видов мезофитных лесов встречается растительность луговых и лесостепных ценозов. В целом спорово-пыльцевой спектр свидетельствует о теплом и сухом климате во время накопления низов террасы. По всей вероятности, нижняя часть киндиканской террасы образовалась в конце плейстоцена. Она сопоставляется с низами мощной толщи песков Муйско-Кондинской впадины с теплыми спорово-пыльцевыми спектрами.

Пятая (40-метровая) терраса в Муйско-Кондинской и Парамской впадинах имеет широкое распространение. Она встречается в виде широкой плоской поверхности между реками Мудирикан и Муя. Этот же уровень террасы прослеживается от устья р. Муя до зимовья Усть-Парама, а также в правобережной части р. Витим, в районе бывшей фермы Бахтарнак. Отдельные фрагменты пятой террасы появляются в районе бывшей дер. Догопчан, между протокой Старый Витим и р. Муя в устьевой части, в 3–4 км выше устья р. Конды, в левобережной ее части и в других местах.

Повсеместное распространение 40-метровой террасы свидетельствует о том, что к моменту формирования и накопления ее отложенной площади аккумуляции была обширной и занимала всю низменную часть впадины. Возможно, что в то время существовала ровная и единая поверхность, по которой сильно меандрировали реки Витим, Муя, Конда и Мудирикан.

Пятая терраса довольно плавно прислонена к более высоким уровням террас и террасо-увалов, хотя на участке от дер. Барголино до устья р. Парамы и в районе бывшей фермы Бахтарнак она имеет довольно резкое сочленение в виде крутого уступа с более высоким уровнем — седьмой террасой высотой 100–150 м. Поверхность террасы сильно расчленена густой сетью оврагов. Кроме того, здесь развит реликтовый грядово-котловинный эоловый и трещинно-полигональный мерзлотный рельеф.

40-метровая терраса Муйско-Кондинской впадины в основном сложена песками. Наиболее характерный разрез этой террасы описан нами в районе бывшей дер. Догопчан, в левобережной части р. Витим. Здесь выделяются две толщи осадков. Верхняя толща

(14 м) состоит из часто переслаивающегося серого, светло-серого тонкозернистого песка с бурым, буровато-серым, алевритистым, иловатым, слегка слюдыстым песком. Мощность иловатых прослоек составляет от 0,5 до 2–5 см. Слоистость песков тонкая, ровная и горизонтальная. Нижняя толща (10 м) представлена светло-серым, серым отмытым, отсортированным, тонко- и мелкозернистым песком с хорошо выраженной горизонтальной, горизонтально-волнистой и косою слоистостью. В разных горизонтах обеих толщ наблюдаются тонкие прослойки желтого, серовато-желтого, средне-, крупнозернистого и гравелистого песка. Возможно, низы отложенной террасы, представляющие русловую фацию, сформировались в условиях спокойного медленного течения р. Витим в виде блуждающих потоков, в то время как верхняя толща осадков могла накапливаться в обстановке мелких проточных озер, в которых отмечались чередующиеся между собой тонкозернистые иловатые и слюдыстые пески.

При проведении палинологического анализа выявлено, что низы 40-метровой террасы не содержат спор и пыльцу, но зато из нижней части верхней толщи осадков, состоящей из иловатых и тонкозернистых песков, получен богатый спорово-пыльцевой спектр, в составе которого доминируют древесно-кустарниковые растения, составляющие 67% от общего количества пыльцы и спор. Травы составляют всего лишь 5% (злаковые, гречишные, крестоцветные и сложноцветные), а споры – 28% (плауновые и бриевые мхи). Голосеменные породы (33%) представлены сосной обыкновенной – 27%, елью – 3% и сосной кедровидной – 3%. Покрытосеменные растения составляют 31%. Здесь доминируют мелколиственные породы из осины – 17,5% и березы – 9%. Широколиственные породы представлены в небольшом количестве зернами граба, лещины, клена и гикори – 4,5%. Данный спектр показывает, что климат во время накопления этих осадков был относительно умеренно теплым и несколько влажным. Выше по разрезу в спорово-пыльцевом спектре осадков преобладают древесно-кустарниковые растения – сосна обыкновенная (57%), береза (21%), сосна кедровидная (11%), осина (3%). Травы представлены в основном злаковыми – 6,7%. Вероятно, во время накопления верхней части тонкозернистых и иловатых песков существовали сосновые светло-хвойные леса разреженного типа с элементами сосны кедровидной и с подлеском из ольховника. Климатические условия были умеренными.

Таким образом, можно предположить, что низы и нижняя часть верхней толщи 40-метровой террасы сформировались во время первого межледниковья, что может соответствовать мессовско-шпртинскому времени, а верхи верхней толщи – в тазовское время по западносибирской шкале.

Шестая (50–80 м) и седьмая (100–140 м) террасы имеют довольно широкое распространение в Муйских впадинах (рис. 40). Они распространены в нижнем течении Конды, на стрелке Муя–Мудирикан, по Витиму, начиная от протоки Старый Витим и до Парамл, по р. Муя, выше Таксимского сужения. Эти террасы имеют

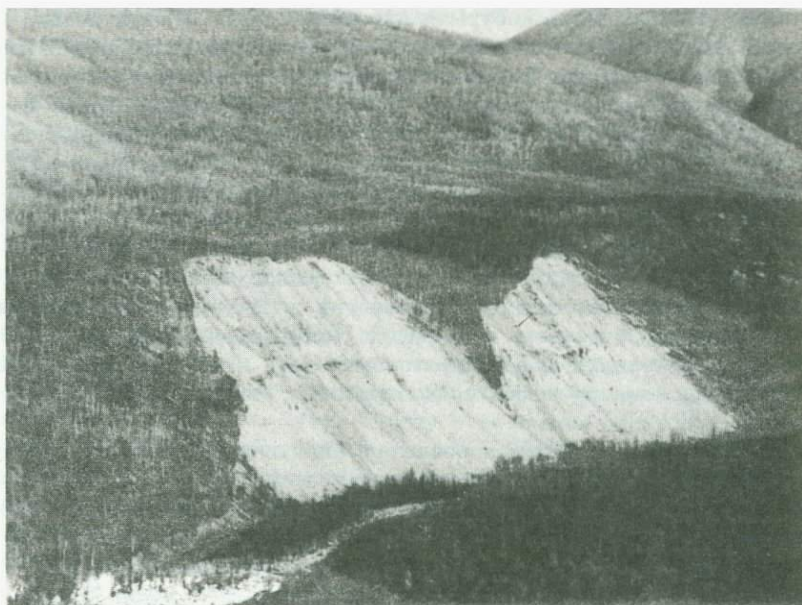


Рис. 40. Высокая 80–100-метровая терраса р. Амнунды. Терраса сложена песками кривоярской свиты. Фото Д.-Д. Б. Базарова

генетическое единство, т.е. они врезаны в одну и ту же мощную толщу слоистых песков ниже- и среднеплейстоценового возраста. Поверхности шестой и особенно седьмой террас слегка всхолмлены и затронуты эоловыми и эрозионными процессами. Более развит эоловый процесс, где в результате его интенсивного проявления формируется грядово-котловинный дефляционный рельеф. Гряды высотой 2,5–5 м и котловины выдувания вытянуты на северо-запад соответственно направлению господствующих здесь ветров.

Характерный разрез песчаных отложений этих террас описан нами и Е.Е. Зеленским [30] в устье террасы, в 4 км выше от устья р. Мудирикан, в левобережной ее части. Здесь выделяются три толщи песчаных осадков.

Верхняя толща состоит из светло-серых песков с частыми прослоями крупнозернистого песка мощностью 3–10 см. Слоистость ровная, хорошо выраженная, косая и четко подчеркивается прослойками крупнозернистых песков. Общая мощность толщи составляет около 12 м. В средней толще светло-серых, среднезернистых песков (18 м) проходит линза темно-бурого, темно-серого разложившегося торфа мощностью 0,5 м. Слоистость тонкая, горизонтальная. Нижняя толща состоит из часто переслаивающихся светло-серых отмытых, отсортированных, несколько выветрелых, средне- и крупнозернистых песков с хорошо выраженной косой слоистостью. Видимая мощность толщи 20 м.

В целом 80-метровая терраса представлена русловыми осадками, которые накопились в результате блуждающих по равнине потоков р. Муи.

О возрасте данной террасы можно судить пока лишь по данным спорово-пыльцевого анализа, проведенного Е.Е. Зеленским [30]. Так, в спорово-пыльцевом спектре нижней толщи песков установлено преобладание пыльцы древесных растений (54%) над травами (38%) и спорами (8,4%). Древесные растения представлены сосной, реже лиственницей, елью, березой и ольхой. Среди трав преимущество распространение имеют осоковые и очень редко полыни, злаковые, разнотравье и вересковые. Споры представлены папоротниками семейства многожковых.

В спорово-пыльцевом спектре средней толщи разреза количество пыльцы древесных растений сокращается до 35%. Хвойные породы здесь сменяются мелколиственными. Преобладающее значение имеют лиственница и береза, очень редко встречается пыльца сосны и ели. В группе трав преобладает полынь. Спорных растений очень мало.

В верхней части средней толщи песков в составе спор и пыльцы доминирующее положение занимают хвойные леса с примесью березы (50%), с густым надпочвенным покровом из папоротников, плауна сибирского и мхов (25%). Травы, состоящие из полыни, разнотравья, осоковых, составляют 15-20%. Верхняя толща не содержит пыльцу и споры.

Следовательно, можно предположить, что нижняя и средняя толщи осадков 80-метровой террасы сформировались в условиях умеренно-теплого климата нижнего плейстоцена. А верхняя толща могла накопиться в начале среднего плейстоцена, возможно, включая самаровское время при некотором изменении климата в сторону похолодания.

Песчаные террасы Муйско-Кондинской впадины высотой 50-80 и 100-140 м по условиям залегания и геоморфологическому положению, строению, составу и возрасту, а также по внешнему облику довольно хорошо сопоставляются с песчаной толщей кривоярской свиты Селенгинского среднегорья и полигенетическими песками Тункинской, Баргузинской, Верхне-Ангарской впадин [50, 51, 52, 6]. По данным А.С. Ендрихинского [28], эти песчаные и песчано-гравийные отложения могут быть сопоставимы по составу с хорошо изученными осадочными образованиями баунтовской свиты, возраст которой, как известно, нижний плейстоцен. Террасо-увал высотой 100-140 м плавно переходит в более высокий аккумулятивный уровень - увал высотой 160-200 м.

Восьмой террасо-увал (160-200 м) распространен в двух местах: в междуречье рек Муя-Мудирикан, в Муйско-Кондинской впадине и на левобережье Витима, в Парамской впадине (рис. 46).

Высокие уровни характеризуются слабосхолмленной, увалистой поверхностью, сильно осложненной пологосклонными балками, оврагами и рывтинами. Кроме того, на поверхности их сильно развита эоловая деятельность, в результате которой повсеместно встреча-

ются древние (закрепленные растительностью) и современные дюны, гряды, бугры с котловинами выдувания. Местами песчаные дюны высотой до 10–20 м достигают в длину нескольких сот метров при ширине до 150 м. В большинстве случаев эти формы эолового рельефа имеют северо-западное направление ($310\text{--}340^\circ$), совпадая, по всей вероятности, с господствующими направлениями действующих ветров. В котловинах выдувания чаще всего развиты болота и мелкие озера, связанные с высоким расположением здесь многолетней мерзлоты.

Отложения 160–200-метровой террасы описаны нами в Муяканской впадине (главная муяканская терраса).

Эта терраса наблюдается по правой стороне Амнунды при и после выхода ее из горного сужения.

В районе устья Мудирикана была пробурена скважина глубиной 275 м, которая вскрыла пески и галечники. Е.Е. Зеленский [30], проводивший в Муяканской впадине геологическую съемку, выделил в песчаных и галечно-песчаных отложениях три пачки, в которые включил пески высоких увалов и погребенные отложения, вскрытые скважиной.

Верхняя пачка состоит из крупных и мелких серий ритмичности. Пачка в целом состоит из светло-серых, мелко-, средне-, крупнозернистых песков с примесью мелкого гравия. Слоистость горизонтальная, ровная, ритмичная и хорошо подчеркивается присутствием в большом количестве прослоек темноцветных минералов. Общая мощность песчаных осадков составляет около 200 м. Средняя пачка представлена мелко-, средне- и разнозернистыми песками, гравием и мелкими галечниками с примесью глины, алевролита и ила. Слоистость горизонтальная, ровная, а иногда и косая. Мощность пачки 150 м. Нижняя пачка сложена в основном разнозернистым песком с прослоями гравия мощностью до 30 см. Слоистость осадков горизонтальная. Описанная мощность пачки составляет 100 м.

Текстурные особенности, а также гранулометрический состав отложений говорят о том, что они могли сформироваться в условиях слабopоточных озер со сравнительно слабым режимом питания.

Спорово-пыльцевой спектр нижней пачки толщи песков содержит пыльцу древесных пород (70–90%): *Tsuga* sp., *Abies* sp., *Larix* sp., *Larix dahurica* (Turcz), *Picea omorica*, *Picea* sp., *Eupicea* sp., *Pinus pumila* Rgl., *Pinus sibirica* Mayr., *Pinus haploxyton*, *Pinus diploxyton*, *Salix* sp., *Carya* sp., *Corylus* sp., *Alnus* sp., *Betula* sp., *Quercus* sp., *Ulmaceae*, *Viburnum* и других. В составе пыльцы трав преобладают злаковые и осоковые. В нижней части средней пачки происходит сокращение или выпадение пыльцы теплолюбивых широколиственных пород, а в верхней пачке отмечается наличие пыльцы древесных растений до 70–75%, где содержание мелколиственных пород составляет 12–21%. Травы состоят из семейства трехборздовых, полыни, разнотравья и вересковых (17–18%). Такой спорово-пыльцевой спектр в целом свидетельствует о теплом, достаточно влажном климате периода накопления погребенных песчаных отложений и песков высоких террасо-увалов с постепенным похолоданием вверх

по разрезу, выразившимся в исчезновении теплолюбивых форм растений и замене их мелколиственными породами.

На основании спорово-пыльцевых спектров погребенные отложения Муйско-Кондинской впадины по мудириканской скважине могут быть отнесены к самому началу нижнего плейстоцена, а возможно, и к концу плиоцена. Пески высоких увалов Е.Е. Зеленский [30] отнес к ниже- и среднеплейстоценовому времени. Такое возрастное деление песков Муйской впадины не вызывает возражений.

Кроме широко развитых аккумулятивных уровней, в строении поверхности прибортовой части Муйских впадин ведущее место занимают также аккумулятивные склоновые формы рельефа, возникшие в результате лавинного, обвально-осыпного и солифлюкционного перемещения обломочного материала со склонов гор в зону аккумуляции. К склоновым образованиям относятся глыбовые россыпи, каменные реки и поля нижних и средних частей склонов.

В устьях рек, речек и ключей, спускающихся с Южно- и Северо-Муйского хребтов, обращенных к впадине, образуются конусы выноса, которые формируют сплошные подгорные пролювиальные равнины. Иногда конусы выноса сложены селевыми отложениями с хаотическим нагромождением валунов и глыб. Поверхность конусов выноса чаще всего имеет линейно-бухристый рельеф.

В 1976-1978 гг. в системе Муйских впадин С.С. Осадчий [63] описал региональный геоморфологический уровень, который представляет собой исключительно важный элемент для палеогеографических реконструкций Станового нагорья. Этот уровень наблюдался и нами в 1975 г. во время аэровизуальных полетов вдоль зоны трассы БАМ. Он врезан в склоны Северо-Муйского, Южно-Муйского, Муяканского хребтов, обрамляющих Муйскую систему впадин, и практически непрерывно прослеживается по периметру Муяканской, Горбылокской, Муйско-Кондинской и Парамской впадин на одной и той же абсолютной высоте 840-860 м. Кроме того, он распространен и в пределах Витимского плоскогорья на большом расстоянии в долинах бассейна Витима. Ширина площадки уровня достигает десятков метров и лишь местами - первых сотен. Бровка и тыловой шов регионального уровня довольно хорошо выражены. В целом для морфологии уровня характерны незначительные колебания абсолютной высоты, узость площадки и наличие на них маломощных коррелятивных отложений. Если проследить его с запада, то он наблюдается в устьевой части р. Окусекан (левый приток Муякана) в виде 200-220-метровой террасовидной поверхности. К востоку уровень непрерывно прослеживается по обоим бортам Муяканской впадины. На западных склонах Адянской гряды он образует широкую площадку, которая довольно резко выклинивается в восточном направлении и появляется далее в виде отдельных фрагментов. На левобережье Муи региональный уровень, также в виде горизонтальной площадки, узкой прерывистой полосой с юга и более широкой - с севера окаймляет привершинную часть Киндиканской горной гряды, простираясь вплоть до ее восточных отрогов. На северном склоне Южно-Муйского хребта региональный уровень прослеживается между до-

линами Витима и Конды, Витима и Мудирикана, где также строго выдержан по высоте (820–850 м). В плане он представляет собой сильно извилистую пологонаклонную площадку шириной до десятков метров, оконтуривающую, как и на других участках, все мелкие распадки. Однако площадка регионального уровня почти повсеместно расчленена и более молодыми крутосклонными долинами. Далее на юго-восток региональный уровень прослеживается вдоль северного склона Южно-Муйского хребта и далеко вдается вглубь по долине Сюльбана. Затем вдоль ее южного склона он заходит в Кондинскую впадину, где широкой полосой окаймляет возвышенности на высоте 900 м, и местами четко обозначен абразионным уступом высотой до 15–18 м. Рыхлые отложения, залегающие на площадках уровня, представлены галечником, валунами и разнозернистым песком мощностью более 2 м. Для галечника характерны однообразный петрографический состав, высокая степень окатанности и уплощенность форм.

С.С. Осадчий считает, что причиной возникновения регионального уровня в системе Муйских впадин явилось образование крупного и глубокого (до первых сотен метров) палеозера. Судя по очертаниям регионального уровня, оно широкими заливами вдавалось в долины Витима, Муи, Муякана и других рек. В период существования этого палеозера Киндиканская гряда на 4/5 высоты была затоплена водой и представляла собой лишь цепочку низких островов. Единый и непрерывный контур регионального уровня, наличие, хотя и маломощных, песчано-галечных коррелятивных отложений и хорошо выраженного клифа позволяют считать этот уникальный уровень сформированным абразионной деятельностью Муйского озера. О причинах и времени появления этого озера имеются разные суждения, о чем будет сказано ниже в главе "История развития рельефа".

РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ

Долина р. Верхняя Ангара

В этом разделе рассматриваются два участка долины р. Верхняя Ангара, расположенные западнее и восточнее Верхне-Ангарской впадины. Рассмотрение рельефа этих участков имеет большое значение, так как по ним проходит трасса БАМ.

Долина р. Верхняя Ангара на участке Ченча-с. Верхняя Заимка пересекает Киронскую перемычку, расположенную между Верхне-Ангарской и Северо-Байкальской впадинами. Эта часть долины состоит из расширенных и суженных участков: Ангойское сужение сменяется Усть-Светлинским расширением. Ниже устья Дзелинды наблюдается новое Верхне-Заимкинское сужение. Исходя из этого меняется характер строения рельефа долины.

На этом участке наблюдаются высокие и низкие поймы, террасы низкого, среднего и высокого комплексов. Пойма здесь широкая, Верхняя Ангара перед входом в Верхне-Заимкинское сужение сильно

меандрирует, срезая пойму и террасы. На низкой пойме множество параллельных прирусловых валов и стариц. Высокая пойма высотой 3–4 м развита на островах в виде останцов и узкой полосой прослеживается вдоль уступов первой и второй террас.

Первая терраса вблизи устья Дзелинды и у подножия горы Ангой сложена светло-серыми, часто переслаивающимися мелкозернистыми и среднезернистыми, слабо промытыми иловатыми песками с галькой и гравием. Слоистость их тонкая, горизонтальная. В долине, у с. Верхняя Заимка, на уступе террасы 4–5 м наблюдались песчано-илистые сильно водонасыщенные отложения.

В Киронском сужении Верхней Ангары, в 15–18 км ниже устья р. Светлой, в верхах разреза периферической части конуса выноса И.Н. Резановым в 1977 г. был обнаружен зуб позднего мамонта. Подмытый уступ конуса выноса руч. Безымянного сложен галечно-щебнистыми отложениями с прослоем светло-серого ила на глубине 3,8–4,6 м. Спорово-пыльцевой спектр свидетельствует о существовании в то время сосново-березового леса с разнообразной древесной растительностью. В составе трав преобладали *Artemisia*, *Polypodiaceae* и др. Спектр в целом отражает умеренно холодные климатические условия. Вероятно, отложения конуса выноса и сопряженной с ним первой террасы относятся к самому концу верхнего плейстоцена.

Вторая терраса Верхней Ангары из-за сильного меандрирования реки занимает узкую полосу в районе горы Ангой и устья Дзелинды. Она отмечается и у Верхней Заимки. Высота террасы в первом пункте равна 10 м. На уступе обнажаются пепельно-серые, серые, средне- и мелкозернистые пески (мощность 3,2 м), ниже их залегают желтовато-серые пески с галькой. В отложениях второй террасы на глубине 3 м наблюдается огромный сингенетический мерзлотный клин высотой 2,5 м. Он заполнен серым, разнозернистым промытым песком и внедряется сверху в желтовато-серые ожелезненные пески.

Третья терраса высотой 14 м прослеживается ниже устья Дзелинды по правой стороне русла р. Верхняя Ангара. Она узкой полосой протягивается вдоль сглаженного уступа террасы высотой 22–25 м. Интересно строение 14-метровой террасы. В уступе обнажаются сверху: бурые супеси, суглинки (мощность 0,8 м); палево-серые, разнозернистые, горизонтально-слоистые пески с мелкими клиньями (до 0,7 м) в верхней части (мощность 2,8 м); желтовато-бурый, тонкозернистый иловатый песок и сизовато-серый ил (мощность 1,5 м). Слой деформирован. В середине уступа описан косо-, веерно- и диагонально-слоистый желтовато-розовый, белесовато-серый, грубо-, крупно- и среднезернистый промытый песок (мощность 3,9 м). В нижней части уступа обнажаются перемежающиеся между собой пачки руслового и старичного аллювия: косо-слоистые пески, галечники и сизовато-серые, зеленовато-бурые илы мощностью 5,1 м.

Спорово-пыльцевой спектр из отложений этой террасы свидетельствует о существовании древесно-кустарниковой растительности,

состоящей из *Pinus silvestris* (17–20%), *Betula* (15–16%), *Alnus* (10–13%). В составе трав преобладают *Compositae* (12–13%), *Artemisia* (16–22%). Климат в эпоху накопления верхней части отложений третьей террасы был умеренным, слегка засушливым.

Отложения третьей террасы сверху расчленены глубокой трещиной, заполненной светло-серым и серым, слегка обохренным мелкозернистым пылеватым песком. Трещина имеет извилистую форму, она то расширяется, то суживается. Ширина ее варьирует от 2–3 до 35 см, глубина 7–8 м. Книзу клин резко суживается и становится зияющим, не заполненным песком. Заметных смещений слоев по трещине не наблюдается. Трещина первоначально сформирована в результате подмыва крутого берега и бокового смещения блока по подстилающим глинисто-илистым отложениям. Расширение ее в средней части до 35 см могло происходить в результате размыва или многократного промерзания и оттаивания. К третьей террасе здесь примыкает вторая терраса высотой 8–9 м, сложенная палевой супесью и палево-серым мелкозернистым и разнозернистым пылеватым песком с прослоями и линзами грубого песка и мелкого гравия, а также серым алевритом с карманом гравия и мелких галек. Слоистость горизонтально волнистая.

Четвертая терраса, (22–25 м), по-видимому, имеет локальное распространение. В карьере вблизи устья Дзелинды вскрыты верхние слои этой террасы. Здесь обнажаются сверху часто переслаивающиеся между собой галечники, гравий, пески. Гальки мелкие, хорошо окатанные, пески желтовато-палевые, разнозернистые, преимущественно крупнозернистые, промытые, слоистость горизонтальная (мощность 3,7 м). Ниже, до основания стенки карьера, наблюдаются мелко- и среднезернистые, серые и желтовато-серые пески с тонкими слоями естественного шпиха на глубине 4,25 и 4,40 м, встречаются рассеянный гравий и мелкая галька. В соседнем карьере сверху обнажаются косо- и горизонтально-слоистые палево-серые пески с тонкими прослоями илистых песков. В нижней части стенки линзы и прослойки галечников чередуются с крупнозернистым промытым песком. В верхних песках отчетливо заметны смещения слоев по мелким разрывам (мощность 3,0 м).

Шестая терраса – ровная поверхность, которая представляет собой высокую и древнюю террасу р. Верхняя Ангара. Между устьем Дзелинды и Верхней Займой р. Верхняя Ангара течет в узком каньоне глубиной 50–60 м. Вдоль правого борта каньона и на севере от нее распространена хорошо выраженная, довольно обширная плоская поверхность с отдельными холмами высотой более 90 м над уровнем реки. Превышение ее над уровнем реки составляет 50–60 м. В поверхность террасы врезана долина Чалаута, которая впадает в Верхнюю Ангару на участке сужения. На террасе вдоль автомагистрали Уоян–Нижнеангарск создано множество карьеров, вскрывающих древние аллювиальные отложения, которые местами, вероятно, перекрыты флювиогляциальными отложениями Кичерского ледника. Конечная морена его с севера была надвинута на поверхность высокой террасы р. Верхняя Ангара. В стенке карьера, рас-

положенного в 0,6 км западнее р. Чалаута, описаны следующие отложения (сверху): палево-бурый тонкозернистый песок с илом, ниже 0,6 м переходящий в ил такого же цвета. Ил имеет комковатую структуру в высохшем состоянии. Слоистость его горизонтальная, волнистая, неясная (мощность 2,1 м). Под ними обнажаются галечники. Галька мелкая и средняя, хорошоокатанная, с редкими мелкими валунами и заполнителем из хорошо промытого крупнозернистого песка. В середине слоя (0,3 м) линзы палево-серого мелко- и разнозернистого песка с косою слоистостью (мощность 3,0 м). Ниже галечников — слой, состоящий из валунно-галечных, гравийно-галечных и песчаных отложений, часто переслаивающихся между собой. Песок в основном среднезернистый, хорошо промытый, гальки хорошо окатаны (3–4 классы). Слоистость грубых отложений горизонтальная, в песках — диагональная. Общая мощность этих разнообразных по составу отложений 1,4 м.

На противоположной стенке карьера наблюдаются илы, галечники, желтые и серые мелко-, средне- и крупнозернистые пески косо- и волнисто-слоистые. Отложения здесь более ожелезнены. В верхней части разреза, ниже илов и глин, наблюдается мерзлотный клин высотой 0,8 м, внедряющийся в ожелезненные галечники.

В карьере обнажаются два типа отложений. Верхние илы и пески представляют собой либо осадки, сформировавшиеся в пойменно-старичных условиях, либо отложения полузастойноводных фаций закраинных частей флювиогляциальных конусов выноса, образовавшихся вдоль моренного вала Кичерского ледника. В пользу флювиогляциальной природы этих осадков может говорить очень слабая насыщенность их спорами и пылью, что характерно для водноледниковых отложений. Между тем залегающий ниже второй тип отложений, более грубый, но хорошо промытый галечный русловой аллювий содержит споры и пыльцу, которые свидетельствуют о том, что растительность во время накопления галечников была представлена хвойно-таежным редколесьем с папоротниками и плаунами. Такая растительность характеризует умеренные и влажные климатические условия. Гранулометрический состав отложений, окатанность, промытость и сортировка материала, а также слоистость показывают, что накопление песков и галечников связано с крупным фуркирующим водным потоком, расстилавшим аллювий по плоской равнине, каковой являлась поверхность этой высокой террасы. Эти отложения безусловно являются аллювием р. Верхняя Ангара.

На поверхности шестой террасы была пробурена скважина № 93, которая вскрыла следующий разрез (сверху): супесь (0–2 м), валунно-галечные отложения (2–6 м), гравий и галька (6–13 м), галечно-щебнистые отложения с песком (13–19 м), галечники с песком (19–24 м). Ниже, в интервале глубины от 24 до 105 м, залегают пески желтого цвета, кварцево-палевошпатового состава с примесью гравия. Спорно-пыльцевые спектры песков показывают устойчивое преобладание древесных форм над травянистой растительностью. На протяжении аккумуляции почти всей песчаной толщи господствовали березово-сосновые леса, но только в низах ее

наблюдается пыльца ели и сосны кедровидной, что может свидетельствовать о более влажных условиях в начале накопления песков.

Таким образом, в разрезе шестой террасы четко выделяются следующие толщи: илы и пески (2,1 м), валуны, галечники с гравием и песком (до 22 м) и пески (вскрытая мощность 80 м). О возрасте шестой террасы Верхней Ангары говорят такие данные: она сложена преимущественно песками и по своему составу хорошо сопоставляется с шестой террасой Верхне-Ангарской впадины, которая по времени относится к нижнему и первой половине среднего плейстоцена; на поверхности террасы лежит самая крайняя или дальняя морена Кичерского ледника среднеплейстоценового возраста. Это показывает, что терраса уже существовала к моменту выдвигания ледника. Высокая терраса Верхней Ангары по высоте хорошо соответствует байкальской террасе высотой 50–60 м, которая прослеживается в районе устья р. Тья и на участке побережья Душкачан–Холодная–Нюрнудукан. Вполне возможно, в первой половине среднего плейстоцена древняя терраса Верхней Ангары составляла единую аккумулятивную равнину с озерными террасами Байкала. Возраст последних нижне-, раннесреднеплейстоценовый, судя по нашим находкам остатков мамонта раннего возраста в верхних слоях озерных отложений в районе пос. Северо-Байкальск.

Что касается времени формирования верхних галечников, то они могут быть также доледниковыми, но по возрасту накопления они скорее совпадают с временем размыва морен максимального оледенения и восстановления послеледникового стока долины Верхней Ангары на уровне поверхности шестой террасы высотой 50–60 м.

Верхняя Ангара восточнее Верхне-Ангарской впадины протекает в суженной долине с террасированным дном и крутыми (от 20 до 40°) склонами, покрытыми глыбовыми россыпями. Склоны долины расчленены узкими ущельеобразными впадинами с крутыми склонами, иногда висячими устьями. На склонах главным образом преобладают гравитационные процессы – сползание курумов, течение грунтов и т.д. Рассматриваемый верхний участок долины Верхней Ангары приурочен к грабенообразному участку, совпадающему с тектонической зоной нарушений, разрывов и, возможно, узких блоковых смещений, которая является северо-восточным продолжением мощной зоны разломов (выраженных в рельефе) юго-восточного борта Верхне-Ангарской котловины. Это обуславливает прямолинейность направления долины на этом отрезке.

На исследованном участке долины до устья Ангаракана, до выхода реки из сужения, прослеживается низкая пойма, узкой полосой примыкающая к устью реки. Террасовый комплекс представлен исключительно низкими уровнями. Наибольшее распространение имеет II терраса высотой 12 м. Поверхность ее слабонаклонная, изрезанная ложбинами. На уступе обнажаются сверху вниз последовательно валуно-галечниковые отложения с разнозернистым пылеватым песком (2,2 м), супесь желто-бурая со следами ожелезнения (2,5 м), сизая глина с тонкой горизонтальной слоистостью (1,5 м), ржавые разнозернистые пески с гравием, галькой и валунами (5,0 м).

В основании уступа террасы залегает сизая глина с галькой, покрытой окисной корочкой лимонита; видимая мощность 0,3 м. Ниже по течению в отложениях этой же террасы появляется горизонт селевых накоплений, состоящий из огромных валунов и глыб размером 1–1,5 м и более. Отложения второй террасы по составу сходны с отложениями второй террасы у пос. Янчуй.

Фрагмент сильно размытой третьей террасы отмечен при выходе Верхней Ангары из сужения. Здесь наибольшие останцы ее высотой 4–6 м сложены серыми, желтоватыми, слегка ожелезненными алевролитами. Слоистость слабо выраженная, она подчеркивается тонкими прослоями обохривания. В алевролиты сверху внедряется клин высотой 1,5 м. Клин заполнен темно-бурым алевролитом, залегавшим выше, но смытым в настоящее время. По краям клин сильно обохрен. Ниже, на глубине 2 м от начала расчистки, серые и желтые тонкозернистые пески, часто переслаивающиеся между собой. Видимая мощность 0,7 м. Аллювий третьей террасы, судя даже по небольшой расчистке, хорошо сопоставляется с отложениями 17-метровой террасы урочища Камниокан (Верхне-Ангарская впадина).

Четвертая терраса высотой 20–22 м наблюдается ниже устья Ангаракана. Она сверху сложена темными обохренными песками крупнозернистого состава. Пески горизонтально-слоистые. Далее по течению в разрезе террасы ниже желтых песков (мощность 1–1,5 м) наблюдаются галечно-валунные отложения.

Долина рек Ангаракан и Итыкит (сквозной участок на Северо-Муйском хребте)

Долина р. Ангаракан на участке от ее устья до устья Итыкита (западный портал Северо-Муйского тоннеля) узкая (от 0,3 до 0,5 км), глубокая и несколько асимметричная, с крутыми склонами. Русло реки на всем протяжении прижато к правому склону долины. Пойма практически не выделяется, с обеих сторон к руслу вплотную подходят края крутых колловиальных шлейфов. Наклонный шлейф вдоль левого склона морфологически хорошо выражен, он мелкобугристый и сочленяется с поверхностями конусов выноса и низких редуцированных террас. Шлейф сложен очень грубыми глыбовыми и реже – валунными образованиями. Характер отложения конусов выноса зависит от уклонов долин, длины и мощности водотоков. В устьях коротких распадков с крутым продольным профилем отлагается грубый валунный материал. У более длинных водотоков с менее крутым профилем отложения конусов выноса дифференцируются на грубые, залегающие в головной и центральной их частях, и на иловатые, песчаные, суглинистые, которые отлагаются по периферии конусов выноса. Такое строение имеет конус выноса руч. Безьямьяного – первого большого ручья выше р. Ковокты. На конусе выноса Ковокты много селевых накоплений в виде бугров и гряд. Шлейфы и конусы выноса местами переходят в поверхность II надпойменной террасы, сложенной суглинистыми и галечно-валунными

отложениями. Ниже Ковокты, по левобережью Ангаракана, прослеживается низкий слабонаклонный заболоченный шлейф.

Долина Ангаракана местами (в частности в 3–5 км ниже устья р. Итъкит) сильно суживается, так что склоны вплотную подступают к руслу. Здесь справа наблюдается исключительно ровная по кольная терраса высотой 140 м. Более высокая террасовидная площадка (высота 180–200 м) прослеживается по правобережью Ангаракана, против устья Ковокты.

Склоны долины Ангаракана на всем рассматриваемом участке крутые с преобладанием гравитационных процессов. Склоны, особенно левый, лишены растительности. Здесь всюду развиты глыбовые россыпи, сплошным покровом закрывающие их от верхних частей до основания. В склоновом покрове встречается значительное количество окатанных мелких и средних валунов. Они вместе с глыбовым материалом поступают сверху вниз по склону. Эти валуны встречаются на склоне на высоте 100 м и более. На высоте 180–200 м отмечается перегиб склона с узкой площадкой. Вниз по долине, ближе к устью Ковокты, площадка становится шире, хотя высота ее снижается до 140–150 м. Боковая морена, слагающая уступ, здесь заметнее и мощнее. В нее врезаны глубокие овраги и ложины. В долине Ангаракана, у подножия склона, где развиты морены, наблюдаются отдельные холмы высотой 50 м и низкий размытый сглаженный поперечный вал. Все эти формы рельефа являются остатками конечно-моренного вала ледника первого оледенения, моренами этого оледенения запружен сквозной участок, открывающийся из Ангаракана на северо-запад, в сторону долины Верхней Ангары.

Морены второго более молодого оледенения, представленные в рельефе "языком" с холмами и замкнутыми котловинками с озерами на поверхности, находятся в долине Ангаракана, выше поселка строителей, у западного портала. Высота холмов 20–30 м и более.

Долина р. Итъкит относится к северо-западной части "Ангараканского седла", так называемого сквозного долинообразного участка, пересекающего Северо-Муйский хребет между долиной Ангаракана и Муяканской впадиной. Он морфологически исключительно хорошо выражен, имеет четкое днище и склоны. Этот участок является структурным понижением, создающим с первого взгляда впечатление древней долины. Сквозной участок дренируется двумя речками – Итъкитом и Окусеканом, имеющими сток в противоположных направлениях: первая впадает в Ангаракан, а вторая – в Муякан. Вдоль русел этих речек соответственно развит аккумулятивный рельеф в виде серии террас до высоты 150–160 м. На водоразделе Итъкита и Окусекана днище сквозного понижения плоское, даже заболоченное.

Склоны или борта Ангараканского сквозного участка имеют самую различную крутизну от пологих до самых крутых, с бороздами камнепадов и ложбинами снежно-лавиновых сходов. На пологих и умеренно крутых склонах развиты медленные гравитационные (спол-

вание курумов) и мерзлотно-солифлюкционные процессы (натечные террасы, валы). Вдоль склонов прослеживаются узкой полосой наклонные колловиально-солифлюкционные шлейфы. Устья многих боковых долин, открывающихся в сторону сквозного понижения, "висят" на высоте 80-100 м и более над днищем сквозного участка.

Район Северо-Муйского хребта, прилегающий к Ангараканскому сквозному участку, испытывал небольшое оледенение. Ледники, выползавшие из боковых долин, оставили конечно-моренные валы и сформировали моренно-аккумулятивный рельеф в пределах понижения. Морена, находящаяся при выходе Итыкита из ущелья, бугристая, неупорядочная. Высота холмов 20-50 м. Отчетливо выраженного конечно-моренного вала здесь нет. Моренные холмы состоят из валунно-супесчаных и валунно-песчаных отложений (рис. 41). Слоистость в них отсутствует. Русло Итыкита проложено среди морен в каньонообразной долине с довольно крутым продольным профилем. По периферии моренного рельефа развиты водно-ледниковые террасы, сложенные песками с горизонтальной и наклонной слоистостью; отмечается деформация слоев в виде отдельных мелких блоков и клиньев, смещенных относительно друг друга на 20-25 см. Уступы флювиогляциальных террас потоков, направленных в сторону водоразделов, в пределах понижения равны 4-5 м. На поверхности аккумулятивной равнины наблюдается мелкобугристый дефляционный микрорельеф. Ниже морен по р. Итыкит флювиогляциальные террасы имеют высоту 20-50 м. Но, пожалуй, наибольший интерес представляет террасовый комплекс, развитый в нижнем течении р. Итыкит. По этой реке выделяется серия аккумулятивных террас и террасовых уровней высотой 30, 45-50, 90-100, 150-160 м. Это веер коротких террас, быстро выклинивающихся вверх по речке. Низкие террасы здесь отсутствуют, речка протекает в глубоком и узком каньоне, выработанном в коренных породах, поэтому средние террасы р. Итыкит все цокольные. Формирование террас высотой 30 и 45-50 м может быть непосредственно связано с флювиогляциальными потоками. Так, 30-метровая терраса примыкает к моренному холму высотой 45-50 м - предположительно к морене первого выдвигания ледника по долине Итыкита. В выемке у дороги обнажаются верхи этой террасы: пески светло-серые, средние и крупнозернистые, часто переслаивающиеся с бурьми мелкозернистыми, илистыми песками и илами, а также гравийными песками. Слоистость отложений горизонтальная, тонкопараллельная и волнистая. Они прислонены к моренным валунно-супесчаным образованиям. Наклон слоев вниз по Итыкиту под углом 2°. Терраса высотой 45-50 м состоит из трех толщ или слоев: верхний представлен бурьми илами, зеленовато-бурьми и светло-серыми песками с косою слоистостью (1.0 м); в средней части обнажения выделяется 3-метровый слой галечно-песчаных отложений. Пески бурые, грязно-пестрого цвета, слабо промьтые, крупнозернистые, а гальки - окатанные, мелкие и средние. Слоистость слабо выражена. В нижней части описаны косо- и веерно-слоистые бурые пески, преимущественно крупнозернистые со слоями мелкозернистого, под ко-



Рис. 41. Морена Итыкитского ледника. Вдали эрозионный педимент. Фото Д.-Д. Б. Базарова

торьми залегает гравийник. Отложения этих террас генетически связаны с блуждающими потоками. Грязно-пестрый цвет, илистость, слабая промытость отложений 45–50-метровой террасы могут свидетельствовать о недалекой транспортировке материала, вымытого из морен. Исходя из взаимоотношений морены и террасы следует, что эта терраса могла сформироваться в конце среднего плейстоцена за счет размыва морен первого максимального выдвижения ледника по долине Итыкита, к которому прислонена 30-метровая терраса. Следовательно, 30-метровая терраса могла образоваться в верхнем плейстоцене после второго оледенения. Большая высота террасы обусловлена коренным покоем и крутым падением русла Итыкита.

Из более высоких террас изучены отложения 90–100 и 150–160-метровых. На уступе 90–100-метровой террасы Итыкита сделана дорожная выемка, которая вскрыла под деловием разные мелко-, средне- и крупнозернистые промытые пески желтого и светло-серого цвета, перемежающиеся с гравийником, галькой и зеленовато-бурым илом (мощность 2,0 м). Ниже залегают светло-серые и серые крупно- и грубозернистые промытые пески с гравием и мелкой галькой, с прослоями и линзами мелкозернистого иловатого пепельно-серого песка. В нижней части содержание галек в песках увеличивается, появляются мелкие валуны (мощность 4,3 м).

Верхняя площадка 90–100 м террасы ясно выражена, немного покатая.

Самая высокая терраса высотой 150–160 м прослеживается вдоль правого склона долины Итъкита на сквозном участке. В рельефе она представлена несколькими уплощенными холмами, имеющими одинаковую высоту. Вершины холмов вскрыты карьером, где и обнажены отложения, слагающие их. Они представлены крупнозернистыми, светло-серыми, промытыми, отсортированными песками с галькой и мелкими валунами. На склоне холма, в 15 м ниже вершины, в выемке у дороги расчисткой вскрыты сверху делювиально-солифлюкционные песчано-гравийные отложения мощностью 1,0 м. Под ними залегает сначала светло-серый, крупнозернистый промытый сортированный песок, а ниже — галечник с гравием и линзами светло-серого песка. Слоистость горизонтальная (видимая мощность 0,5–0,6 м). В другой расчистке, расположенной немного ниже, под делювием обнажаются те же серые и светло-серые среднезернистые, промытые крупнозернистые пески, но с диагональной слоистостью. Видимая мощность 0,6–0,7 м. Для песков этой высокой террасы характерны выветрелость и преимущественно кварцевый состав.

Ближе к западному portalу Северо-Муйского тоннеля наблюдается 100-метровая терраса, которая с ангараканской стороны примыкает к уступу высокой Итъкитской террасы. В карьере, заложенном на поверхности этой террасы, обнажаются аллювиальные отложения, представленные переслаивающимися между собой галечниками, валунами, светло-серым крупно-, грубо- и разнозернистым промытым песком с прослоями зеленовато-бурого мелкозернистого иловатого песка. В верхней части до глубины 3,3 м слои и прослои залегают горизонтально, ниже их видны косо- и веерно-слоистые пески (0,8 м). На глубине 4,1 м наблюдается сильно деформированный горизонт, состоящий из светло-серых мелкозернистых песков с тонкими прослоями и прожилками зеленовато-бурого тонкозернистого иловатого песка. Слой разорван на отдельные микроблоки и клинья, наклон слоев достигает 40°. Следующий деформированный горизонт находится на глубине 5,9 м. Между этими двумя горизонтами залегают глинистые пески и галечники с чуть изогнутыми книзу слоями. В нижнем деформированном горизонте внутри прослоев галечника выделяется блок светло-серых песков. Иловатые прослои также изогнуты и разорваны в отдельные линзы. Мощность слоя 1,5 м. Здесь на стенке карьера обнаружена сложная система деформации светло-серого песка мощностью 4,0 м. Пески затронуты нарушениями микроблокового характера. Деформация верхней части отложений заведомо доледниковой 100-метровой террасы, на наш взгляд, вызвана действием ледника во время первой эпохи оледенения, когда мощность его, судя по высоте боковой морены, равнялась 150–200 м. Тогда ледник полностью перекрывал данную террасу и при движении мог вызвать сдвиги и деформации верхних слоев ее аллювия.

У западного portalа Северо-Муйского тоннеля, в дорожной выем-

ке обнажаются пески светло-серые, мелко-, средне- и крупнозернистые, редко - грубозернистые. Мелкозернистые пески слагают тонкие прослои, а более грубые - слои помолнее. Слои и прослои, а также крупные серии с параллельной и однонаправленной веерной слоистостью отделяются друг от друга черными и коричневыми тонкими прослоями алевритов. Для обнажения характерно линзовидное и расчлененное залегание мелких окатанных галек и гравия. Встречаются отдельные сильно выветрелые валуны гранита. Пески в целом слегка сцементированы и выветрены, при растирании их на руке остаются белая глина и мелкие частицы кварца. Полевой шпат полностью растрескивается. Высота обнажения равна 12-13 м. На песках, на высоте 13-15 м, залегает морена (валуны и пески), вероятно, сползшая с верхних частей склонов. У подножия обнажения лежат отдельные куски сцементированного песка. Эти сцементированные пески представляют собой низы аллювия или самой высокой террасы р. Итыкит высотой 150-160 м или же 100-метровой террасы Ангаракана. Судя по выветрелости и сцементированности песков все же логичнее отнести их к низам самой высокой Итыкитской террасы, возраст которой не моложе начала нижнего плейстоцена, а накопление аллювия, безусловно, началось еще в плиоцене. Тогда 150-160-метровая Итыкитская терраса хорошо сопоставляется с самым высоким аккумулятивным уровнем Верхне-Ангарской впадины и главной Муяканской террасой (о ней будет сказано ниже), относящимися также ко второй половине плиоцена и началу нижнего плейстоцена. Если это так, то 90-100-метровые террасы Итыкита и Ангаракана будут иметь нижне- и раннесреднеплейстоценовый возраст и их необходимо сопоставлять с шестой террасой Верхне-Ангарской впадины.

Ангараканское сквозное понижение - это линейная морфоструктура северо-западной ориентировки. Крутые борта ее обусловлены дизъюнктивами сбросового характера, установленными бурением и картированием. В моделировке и углублении днища этой линейной впадины значительную, но не решающую роль сыграли эрозионные и другие экзогенные процессы. Судя по большой мощности рыхлых отложений и возрасту террас, веерообразно расположенных по обе стороны от центральной части впадины, Ангараканское сквозное понижение уже существовало в конце плиоцена. В последующее время Ангараканское понижение испытывало опускание по разломам, о чем свидетельствуют высоко поднятые висячие устья боковых долин, открывающихся в сторону понижения. Устья их находятся на высоте 100 м и более. Увеличенная высота террас, их "висячие" положение в устьях рек Итыкита и Окусекана и чрезмерно крутой продольный профиль (особенно первого), а также эпигенетические врезы в их нижних течениях говорят о четвертичном поднятии всего Северо-Муяканского морфоструктурного блока, относительно сопряженных зон опускания или об усиленном врезании рек на фоне общего поднятия нагорья.

Долина рек Окусекан и Муякан

Долина Окусекана, хотя и относится к Ангараканскому сквозному понижению, описывается вместе с Муяканской впадиной, так как террасы ее постепенно переходят в террасы Муякана.

Река Окусекан в верховьях протекает по широкому структурному понижению, в среднем течении она врезается и протекает в каньоне глубиной 20–25 м. Русло прижато к правому борту, а слева прослеживается наклонный коллювиальный шлейф, сложенный глыбовым материалом. Аккумулятивный террасовый комплекс начинается в районе восточного портала Северо-Муяканского тоннеля. На участке восточный портал-Муякан наблюдаются террасы высотой 6,9, 14–15, 20, 60–100 м.

Шестиметровая терраса распространена локально. В районе восточного портала она сложена русловыми отложениями: двумя пачками диагонально- и косослоистых галечников, разделенных тонким прослоем суглинков.

Девятиметровая терраса встречается также около восточного портала в виде останца обтекания. На уступе террасы обнажаются сверху валунно-галечные отложения мощностью 2,5 м, а ниже – разнозернистые пески с прослоем иловых песков (2,1 м). В основании уступа видны валуны (0,5 м).

В 1,5 км ниже восточного портала по левой стороне Окусекана, в карьере обнажаются отложения 15- и 20-метровых террас. Отложения 20-метровой террасы представлены светло-серым крупнозернистым кварцевым песком с гравием и тонкими прожилками ожелезнения, с прослоями галечника и сизовато-серого, тонкозернистого илистого песка, деформированного криодислокациями. Видимая мощность 4,0–4,5 м. На этих песках с размывом залегают склоновые делювиально-солифлюкционные отложения, состоящие из сизовато-серого алеврита с тонкими линзами и карманами светло-серого песка с галькой (0,5–1,5 м). На склоновых отложениях с размывом и угловым несогласием лежат более молодые отложения 14–15-метровой террасы – ржавые пески и галечники, часто переслаивающиеся разнозернистые пески с мелкой галькой (2–2,5 м). Здесь отчетливо видно прислонение 14–50-метровой террасы к уступу 20-метровой, а возможно, и к цоколю более высокой террасы.

В районе восточного портала карьерами и придорожными выемками вскрыты различные горизонты 60-метровой террасы, которая повышается вниз по течению и сочленяется со 100-метровым уровнем Муякана. На верхней поверхности террасы, в карьере, обнажаются аллювиальные отложения, состоящие из галечников, валунов и часто переслаивающихся серых алевритов и светло-серых разнозернистых песков мощностью 5,4 м. Ниже, но на другой стороне карьера наблюдаются серые и желтые разнозернистые диагонально- и косослоистые пески. Встречаются прослои и линзы гравия и гальки. Уступ террасы около выемки восточного портала (средняя часть террасы) сложен светло-серым песком, имеющим крупно-

средне- и мелкозернистый состав по отдельным прослоям. Слоистость косая, местами перекрестная (20–30 м). В нижней части обнажаются галечники, валуны, ржавые илы, глины и косослоистые пески (мощность 3,0–4,0 м). Терраса высотой 60 м со стороны Окусекана цокольная. Кроме аллювиальных террас, по Окусекану наблюдаются коренная терраса высотой 80–100 м и 200-метровый террасовидный уровень по левой стороне долины.

На уровне низкой террасы в устье левого притока Окусекана залегают "свежие" селевые валунно-глыбовые отложения.

Муяканская впадина в районе устья Окусекана неширокая. Вдоль южного борта впадины наблюдаются моренные холмы и крутые коллювиальные шлейфы разной высоты и крутизны, а по северному борту – серия высоких (до 200 м) террас. Днище котловины представлено узкой поймой и низким комплексом террас.

Муяканская впадина – морфоструктура, ориентированная в северо-восточном и восточном направлениях. С двух сторон она ограничена зоной разломов, имеющих сбросовый характер. Разломы, приуроченные к южному борту, прямолинейные, ярко выраженные в рельефе и протяженные. На этом борту довольно часто встречаются сейсмоструктурные рвы. Вдоль северного борта впадины прослеживаются несколько разломов, ориентированных на северо-восток. Они образуют несколько разновысотных ступеней (250–300 и 800–900 м) вдоль этого борта. В Муяканской впадине наблюдаются террасы высотой 4–5, 8–10, 14, 30, 60–70, 100, 160 и 200 м (рис. 42). Аккумулятивным террасам высотой 30, 60 и 100 м соответствуют коренные. Низкие террасы сложены главным образом галечниками. Они распространены по правой стороне русла Муякана.

Четырнадцатиметровая терраса сложена сверху серыми и ржаво-желтыми мелкозернистыми слоистыми песками (1,1 м). Ниже лежат серые мелкозернистые пески с прослоями и линзами крупнозернистого песка, мелкого гравия и бурого глинистого песка. Слоистость в целом горизонтальная, только в верхней части разреза встречаются изогнутые прослой ржавых и серых песков (мощность 1,8 м).

Разрез 60–70-метровой террасы Муякана вскрыт на разных уровнях несколькими карьерами и дорожными выемками. В карьерах, созданных около пилорамы, обнажаются отложения верхней части террасы, представленные в основном очень грубым галечно-валунным материалом с прослоями крупнозернистого песка и мелкой гальки. Верхнюю часть стенки верхнего карьера слагают горизонтально-слоистые отложения (мощность 2,5 м), нижнюю часть – серия косослоистых галечников, валунов и песков (1,2 м). На боковой стенке карьера наблюдаются косо- и диагонально-слоистые пески и гравий. Песок крупнозернистый, светло-серый с тонкими прослоями гравия и песка. Границами раздела косяк и веерных серий являются изогнутые прослой алевитовых и глинистых бурых песков. Верхние горизонты этой террасы относятся к аллювиальным, аллювиально-селевым отложениям.

На наклонной (от 6–7° до 10–15°) поверхности 60–70-метровой террасы отмечаются бугры высотой 2–4 м. Терраса расчленена

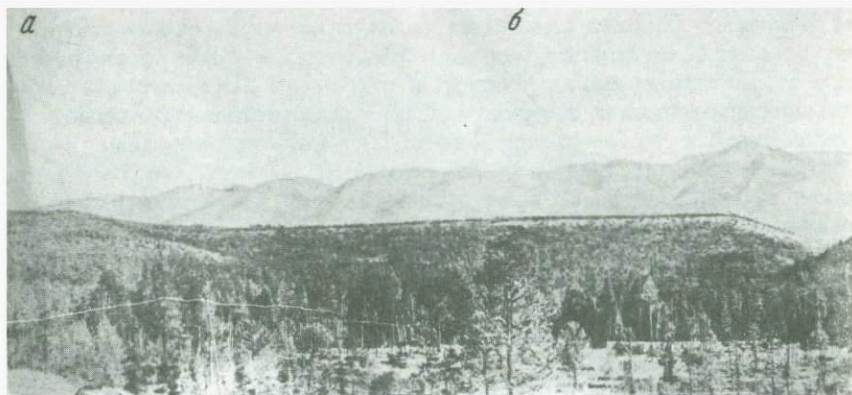


Рис. 42. Высокие муяканские террасы в устье р. Окусекан: а – 200-метровая; б – 160-метровая. На переднем плане – терраса высотой 60–70 м над уровнем р. Окусекан. Фото Д.-Д. Б. Базарова

глубокими оврагами. Пологая поверхность уступа 60–70-метровой террасы заканчивается обрывом высотой 15–20 м. Здесь в выемках дороги обнажаются в основном разнозернистые песчаные отложения: крупно-, грубо-, средне- и мелкозернистые светло-серые, бурые, желтоватые, светло-желтые, в основном промытые пески с прослоями (до 5–10 см) иловатых зеленовато-серых песков. На глубине 3,7 м встречен прослой гравия с мелкой галькой, а в интервале 8,4–9,4 м – галечники и валуны с гравием. Слоистость тонкая, горизонтальная, горизонтально-волнистая, пологая, косая, веерная. Судя по составу и строению, отложения сформировались в разных условиях: в пойменных, пойменно-озерных (проточных, русловых и старичных). Спорово-пыльцевой анализ из прослоев мелкозернистых иловатых и глинистых песков указывает на существование в эпоху накопления нижних горизонтов этой террасы сосново-березового леса с примесью ольховника, с небогатым травянистым покровом. Климатические условия осадконакопления умеренные, континентальные.

Главная Муяканская терраса высотой 200 м сложена аллювиальными песчано-галечными отложениями. На поверхности террасы, в карьере, обнажена самая верхняя ее часть, представленная двумя пачками – серой и ржаво-бурой. Ржаво-бурая пачка сложена разнозернистыми песками и галечниками с гравием. Для этой пачки характерны косая однонаправленная серия слоистости и диагональная, чередующаяся с горизонтальной слоистостью (мощность 1,3 м). Серая пачка состоит из светло-серого, серого, крупно- и грубозернистого отмытого и отсортированного песка с частыми прослоями гравия и мелкого галечника. Песок сильно выветрелый, легко превращается в пелит при растирании. Из-за выветрелости слоистость, ранее ярко выраженная, выглядит расплывчатой (мощность 1,8 м).

Геоморфологическое положение террасы высотой 160 м и стратиграфическая позиция слагающих ее аллювиальных песчано-галечных отложений во многом неясны. Эта терраса могла сформироваться в результате врезания Муякана в отложения 200-метровой террасы. Если отложения террасы считать самостоятельной толщей, прислоненной к пескам и галечникам 200-метровой террасы, то 160-метровая терраса имеет более молодой возраст, чем 200-метровая. В этом случае ее можно сопоставить с аккумулятивными поверхностями (100–160 м) Муйской впадины, уступы которых сложены мощной толщей озерно-речных песков ниже-, среднечетвертичного возраста.

Главная 200-метровая Муяканская терраса может быть датирована плиоцен-нижнеплейстоценовым временем. О древности террасы свидетельствуют не только огромная ее высота, выветрелость слагающих осадков, но и отсутствие в них грубых, крупногалечниково-валунных образований, что может косвенно свидетельствовать о меньшей расчлененности, контрастности рельефа, слабом развитии процессов физического выветривания и гравитационных процессов, обычно поставляющих грубый материал в долины рек. Именно такие условия существовали в плиоцене и начале четвертичного периода. 60–70 и 100-метровые террасы условно исходя из геолого-морфологического положения отнесены к среднему плейстоцену.

Террасы высотой 8–10, 14 и 30 м соответственно имеют верхнеплейстоценовый возраст.

Ледниковый рельеф в пределах Муяканской впадины сформирован разновозрастными моренами. Моренные увалы высотой более 100 м образовались в среднем плейстоцене, а более молодые морены в большинстве случаев прислонены к древним или лежат на них и имеют лучшую морфологическую сохранность.

Долина р. Витим

Река Витим пересекает Бабанты-Удоканскую морфоструктуру с юга на север. Долина его в пределах морфоструктуры antecedentная, узкая, глубокая с крутymi, очень крутymi, местами обрывистymi склонами. Она в плане имеет хорошо выраженное извилистое очертание, что скорее всего обусловлено проектированными древними крупными меандрами, существовавшими в момент врезания реки в древнюю поверхность выравнивания. Строение долины и глубина врезания Витима в разных участках пересечения морфоструктуры меняются в зависимости от характера и интенсивности движения земной коры. Между устьем Калара и Муйско-Кондинской впадиной по Витиму наблюдаются три сужения долины: Каларское, Нижне-Джилдинское и Южно-Муйское, которые соответствуют пересечениям трех положительных морфоструктур.

Долина Витима наиболее глубокая (от 600 до 1000 м), ущелистая в Южно-Муйском сужении (рис. 18). Ширина ее в узких местах 0,4–0,7 км. На отдельных участках она расширяется от 1,5–2,0 км за счет высоких террас, расположенных обычно внутри

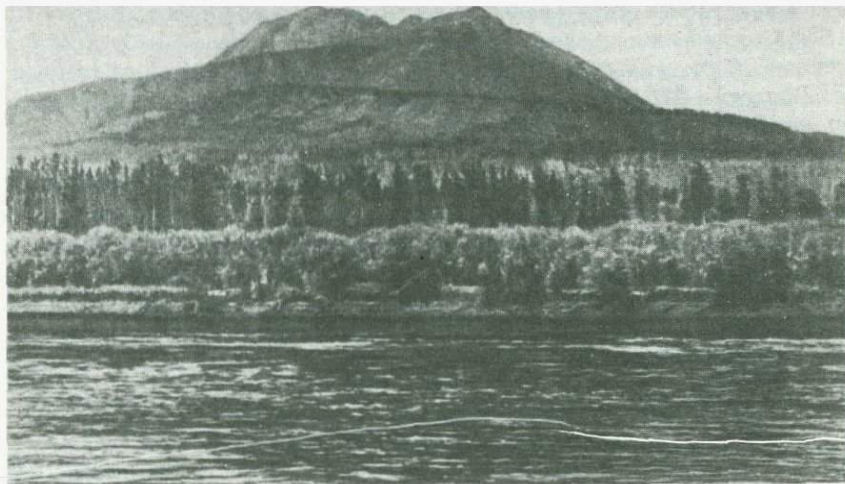


Рис. 43. Высокие 550 и 700-метровые террасовые уровни р. Витим. На переднем плане 30, 40 и 60-метровые уровни. Фото А.Б. Иметхенова

излучин. В участках расширения подмываемый склон долины крутой, очень крутой (более $40-45^{\circ}$), а противоположный пологий, террасированный. В Каларском сужении долина Витима менее глубокая (400–500 м), но более узкая (ширина до 0,4–0,5 км) и асимметричная за счет поочередного подмыва рекой то правого, то левого склона. Склоны эти крутые, обрывистые. Ниже устья Ципы наблюдаются 250–300-метровые обрывы.

Между указанными сужениями долина в пределах внутригорных впадин расширяется. Имеются два расширения: Кокаревское и Бамбуйское. В пределах этих расширений долина имеет ширину до 5–6 км.

В долинах Витима и его крупных притоков установлена целая серия низких, средних и высоких, даже очень высоких террас высотой 5–6, 8–10, 15–18, 20–25, 30–40, 60–80, 100–120, 160–180, 200–210; 280–300, 360, 400–440, 500, 600, 700 м (рис. 43). Из них наибольшим распространением пользуются низкие террасы до 8–10 м и высокие террасовые уровни 100–120, 200–210, 300–360 м, а остальные сохранились лишь фрагментарно.

В суженных участках долины почти все террасы и террасовые уровни, особенно высокие, выработаны в коренных породах склона. На них местами залегают галечники незначительной мощности. В расширении долины при пересечении Витимом Нижне-Джиллиндинской и Бамбуйской впадин низкие и средние террасы становятся аккумулятивными.

Первая надпойменная терраса высотой 5–6 м сложена песчано-галечными отложениями и развита повсеместно, включая суженные

участки. Вторая 8-10-метровая терраса — одна из наиболее распространенных террас Витима и его притоков. Отложения ее представлены песками и мелкими галечниками. Третья терраса (15-18 м) песчаная и встречается в расширениях долины. Четвертая терраса (20-25 м), сложенная песками, распространена в Нижне-Бамбульской впадине. В Кокаревском и Бамбуйском расширениях долины Витима наблюдаются 40-80-метровые аккумулятивные уровни. Они, вероятно, сложены песчаными отложениями, аналогами кривоярвской свиты.

Наличие в долине Витима большого количества эрозионных террас и уровней в целом свидетельствует о постоянном врезании реки и углублении долины с момента ее заложения. Надо полагать, что во время небольших перерывов между врезаниями происходило формирование площадок эрозионных террас.

ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ И ИХ РЕЛИКТЫ В СОВРЕМЕННОМ РЕЛЬЕФЕ

Древние поверхности выравнивания являются важным элементом для восстановления облика рельефа, существовавшего до проявления новейших тектонических движений, а следовательно, и дорифтовой стадии развития рельефа. Они позволяют уточнить характер и амплитуду деформации исходной донеогеновой поверхности выравнивания во время формирования современных морфоструктур рассматриваемой нами территории.

Представление о том, что большинство выровненных поверхностей данного района являются реликтами поверхностей выравнивания, общепринято. На сопредельной территории Байкало-Патомского нагорья А.Г. Золотарев [33] выделяет два уровня регионального выравнивания, относящиеся к двум разным эпохам палеогена. Верхний уровень относится к мелу-раннему палеогену, нижний — к миоцену-раннему плиоцену. Их фрагменты прослеживаются в водораздельном рельефе, а степень сохранности зависит от высоты поднятия и энергии рельефа. Он отмечает, что и количество, и размеры фрагментов поверхности выравнивания верхнего яруса резко уменьшаются при переходе в область высокогорья, а в альпинотипном экзарационном рельефе замещаются равновысотными вершинами карлингов.

В отличие от территории Байкало-Патомского нагорья поверхности выравнивания горных сооружений Северного Прибайкалья и Станового нагорья, судя по их распространению и деформациям, были тесно связаны со структурой поднятия. В результате проявления интенсивных неотектонических движений в неоген-четвертичное время древняя донеогеновая единая поверхность выравнивания была сильно деформирована: она в одних случаях изогнута, в других — разбита разломами и поднята (или опущена) на разные высоты. Вследствие этого фрагменты выровненных поверхностей на территории Байкало-Станового нагорья расположены на различных высотах и имеют различную сохранность и площадь. Они наблюдаются

на абсолютных высотах от 800–1000 м до 2000–2400 м и более, но всегда расположены гипсометрически выше неоген–четвертичного вреза. В пределах альпинотипного резкорасчлененного экзарационного типа рельефа Байкальского, Верхне–Ангарского, Баргузинского, Северо– и Южно–Муйского и Кодарского хребтов остатки поверхностей выравнивания верхнего яруса очень плохо сохранились. Нивальные поверхности выравнивания в резкорасчлененном рельефе вне развития плейстоценового оледенения распространены также незначительно. Для большинства господствующих вершин в пределах вышеуказанных типов рельефа характерна равновысотность (2200–2400 м), хотя на общем уровне и выделяются отдельные вершины, достигающие высот 2500–2700 м. Вероятно, и здесь древняя поверхность выравнивания, имевшая наиболее высокое гипсометрическое положение или наиболее высоко поднятая, была расчленена эрозией, уничтожена ледниковой экзарацией и нивационными процессами и замещена в конечном итоге равновысотными вершинами. Одним словом, чем выше подняты те или иные участки горных районов, чем сильнее и глубже расчленены они и чем интенсивнее здесь были проявлены плейстоценовые оледенения, тем реже встречаются фрагменты этой поверхности. На высокогорных хребтах размеры их варьируют от 0,3–0,6 до 1–2 км². Они обычно изометричны, ограничены со всех сторон крутыми и обрывистыми стенками каров.

Если говорить о поверхностях выравнивания низкого яруса или более низкого гипсометрического положения, то они прекрасно выражены в пределах вершинной поверхности среднегорий на междуречьях Няндони–Амунды–Срамной, Сунуекита–Келяны, на Ангара–Баргузинском междуречье, на горах Бабанты, а также на пониженных отрогах многих высокогорных хребтов, в частности Муяканского, Северо–Муйского и других. Наиболее широко распространены фрагменты древних поверхностей выравнивания в пределах Бабанты–Удоканской морфоструктуры, охватывая местами высокогорные вершины. Так, на южном склоне Южно–Муйского хребта, в предгорной зоне, сопряженной с Ципа–Бамбуйской впадиной, сохранились участки этой поверхности в интервалах высот от 1400 до 1800 м. Небольшие ее площадки выделяются также на высотах до 2000 м.

В горах Бабанты облик той же поверхности выравнивания запечатлен в морфологии широких и плоских ступенчатых водоразделов. Здесь, в юго–западной части вплоть до р. Ципа вообще преобладают плоские поверхности на высотах от 1600 до 2000 м. Наиболее обширные ее останцы наблюдаются в пределах абсолютных высот 1700–1800 м. В высокой части горного массива Бабанты, на междуречье Ципы, Бамбуйки и Голобе сохранились небольшие выровненные плоские участки и на высоте 2000 м. Их распространение отмечено на окраинах высокогорья, а также на междуречье Голобе и Пашкова Ключа, где абсолютные отметки достигают 1600–1700 м. Вдоль долины р. Ципа высота фрагментов этой поверхности снижается до 1400–1500 м.

Кроме фрагментов древней поверхности выравнивания здесь встречаются выровненные поверхности еще двух видов: а) остатки пе-

диплена миоцен-раннеплиоценовой эпохи регионального выравнивания и б) эрозионные поверхности, формировавшиеся в ходе плиоцен-раннечетвертичного прерывистого развития морфоструктур.

Фрагменты миоцен-раннеплиоценового педиплена мало сохранились на высоко поднятых водоразделах Баргузинского, Верхне-Ангарского, Делон-Уранского, Муйского и других хребтов. Они расположены на абсолютных высотах от 1800 до 2000 м и прослеживаются в виде самого высокого эрозионного уровня вдоль водоразделов и долин в пределах площади распространения бывшей мел-палеогеновой поверхности выравнивания. По всей вероятности, эта поверхность была сформирована посредством педипланации согласно системе "склон-педимент", но впоследствии редуцирована эрозионно-экзарационной деятельностью.

В зонах, переходных от горных хребтов к межгорным впадинам, а также в зонах сочленения одних впадин с другими в настоящее время развит слаборасчлененный, останцовый, сильноденудированный рельеф, несущий остатки педиплена древней неогеновой выровненной поверхности. Участки этого педиплена занимают значительные площади и наблюдаются на северо-восточном и восточном окончаниях Муйско-Кондинской и Парамской впадин, в зоне перехода к Кодарской морфоструктуре. На междуречье Сырой Ускат и Куда Малая высотные отметки его достигают 900-1100 м, поверхность плоская, ровная с небольшими денудационными останцами. Останцовые горы невысокие (до 200-300 м) и имеют слабонаклонные пьедесталы высотой в 20-40 м. В долинах Сырого Уската и Бахтарнака в эту древнюю поверхность вложена более молодая, переработанная мерзлотно-солифлюкционными процессами и сильно заболоченная поверхность, глубина вложения которой достигает 20-40 м. На междуречье Таллаи, Бахтарнак и Куда Малая древняя поверхность выравнивания частично моделирована транзитными четвертичными ледниками, сползавшими с южного склона хр. Кодар. Современный эрозионный врез в эту поверхность составил 150-200 м. Западнее р. Сырой Ускат фрагменты древнего выровненного рельефа сохранились в виде широких водоразделов с выположенными вершинами и пологих приводораздельных склонов с абсолютными отметками 1800-1900 м. В западном направлении наблюдается понижение его высот до 1500 м. На междуречье Куды Малой и Сюльбана выположенные поверхности развиты на ступенчатых водоразделах высотой 1600-1800 и 2000 м.

Нигде на остатках этой поверхности не осталось каких-либо коррелятных образований, позволяющих датировать ее; для нее и склонов, сопряженных с ней возвышенностей характерен мерзлотный элювий. По сути в остаточном рельефе этой поверхности произошли такие изменения, что можно говорить лишь о некотором подобии педиплена. Тем не менее местами здесь сохранился рельеф педиплена в близком к прежнему виду. Обычно это участки, не затронутые ледниковой экзарацией и новейшей эрозией. Границы их извилисты, имеются педиментарные проходы, благодаря которым создается единство уровня.

В области развития экзарационного рельефа о существовании педиментов можно судить по единой высоте поверхности ледосбора среди возвышающихся карлингов.

Ко второму типу горных денудационных уровней относятся фрагменты внутридолинных поверхностей выравнивания. Местами на них сохранились остатки рыхлого чехла, на многих из них уже длительное время развиваются гольцовые террасы. Поверхности эти — аструктурные образования, они одинаково срезают как породы фундамента, так и палеозойского комплекса и представляют собой ступени сопряженных эрозионных врезов в виде остатков широких плоскодонных долин горного ландшафта, характеризующих основные этапы расчленения на фоне развития морфоструктуры. На склонах крупных antecedentных и эпигенетических долин таких рек, как Баргузин, Котера, Няндонь, Янчуй и Витим, а также речных долин менее высоких порядков, таких, как Дзелинда, Чуро, Бамбуйка, Ирбо, Сунуекит, Амнунда, Голобе и других, фрагменты ступеней врезов сохранились в виде более или менее выраженных площадок, а в глубоких и ущельистых долинах они или не выражены вообще, или сохранились в виде перегибов на горных склонах. Местами на поверхности одних площадок сохранились высыпки галечника или отдельные гальки, на других (Янчуй, Котера) даже маломощные пачки аллювия. В поперечном профиле транзитных долин, пересекающих поднятия, выделяется до четырех крупных эрозионных ступеней, характеризующих количество основных этапов регионального вреза. Их относительные высоты над уровнем дна современных долин составят 650–700, 300–350, 100–150 и 70–50 м. Как можно заметить, высоты ступеней располагаются сверху вниз в соотношении 2 : 1 : 0,5 : 0,25, что может быть связано с уменьшением активности поднятия. Если учесть при этом, что формирование аллювия эрозионно-аккумулятивных террас данного ряда относится к плиоцену и самому началу раннего плейстоцена, а начало накопления мощной толщи слоистых песков во впадинах — ко второй его половине [5, 6, 7], то можно полагать, что к середине нижнего плейстоцена эрозионный рельеф Муйской морфоструктуры, как, впрочем, и всего Станового нагорья, уже приобрел свои основные черты.

Внутри основных региональных врезов выделяются следы отдельных этапов в виде более частой лестницы эрозионно-денудационных ступеней и остатков эрозионных террас с аллювием на поверхности площадок. Характерно, что совокупность врезов вдоль долин образует параллельный эрозионный веер, слабо сужающийся к верховьям. Этот же высотный ряд выделяется по многим долинам, включая долины притоков третьего порядка. По остальным — самые верхние эрозионные ступени последовательно выпадают. В верховьях долин два самых верхних уровня образуют ступени, которые в эпохи оледенения служили местами размещения льда и были трансформированы в каровые ступени, но экзарация не произвела здесь такой разрушающей работы, как эрозия. Эрозионные уровни могут быть перекрыты материалом осыпей и склоновыми отложениями курумов, образующими каменные реки, или перловием морен, однако остаются сопряженными с одной из ступеней эрозионного вреза.

СКЛОНОВЫЕ РЕЛЬЕФОБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ В РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ ГОРНОГО РЕЛЬЕФА

Крупные горные сооружения Байкало–Станового нагорья представляют собой сложные сводообразные поднятия преимущественно мелкоблокового строения, что предопределило существенные различия рельефа их отдельных частей, а также в характере взаимодействия геологического субстрата с разнообразными экзогенными процессами. Поэтому пространственное размещение различных генетических типов рельефа связано с особенностями формирования основных морфоструктурных единиц. Почти каждую из них в большей или меньшей мере составляют четыре типа рельефа: альпинотипный эрозионно–денудационный высокогорный, резкорасчлененный эрозионно–денудационный высокогорный, среднегорный нивально–эрозионный, низкогорный и предгорный эрозионно–денудационный. В центральной части Байкало–Станового нагорья в области высокогорья и на хребтах Бабанты и Икатском выделяется еще один тип рельефа – эрозионно–нивальный высокогорный в связи с широким развитием нивальных форм.

Альпинотипный эрозионно–денудационный высокогорный рельеф формировался в интервале высот от 1800 до 2600 и более метров. Пространственное положение его во многом определялось экспозиций склонов горных сооружений относительно направления западного и северо–западного переноса влажных воздушных масс, поэтому он развивался преимущественно на наветренных склонах и в центральных частях Байкальского, Хамар–Дабанского, Тункинского хребтов, Ангаро–Баргузинского и Кичеро–Ангарского нагорий, а также Делюн–Уранского горного массива. Этот тип рельефа развит также и в наиболее высокогорной зоне Северо–Муйского, Кодарского и Южно–Муйского хребтов. Нивальная и экзарационная деятельность в альпинотипном высокогорье накладывалась на резкоамплитудный эрозионно–денудационный рельеф большой глубины и густоты расчленения (600–800 м), в результате чего в вершинном поясе возникали склоны крутизной свыше 45° . Морфологически они представляют собой крутые стенки каров, водосборных воронок и склонов троговых долин, часто изрезанных ложбинами камнепадов, лавинными лотками и эрозионно–селевыми бороздами. В настоящее время здесь развиты преимущественно обвальное–осыпные процессы и лавинно–селевая денудация, а в нижних частях склонов и стенок каров формируются крутые ($25\text{--}30^\circ$) шлейфы.

В зоне высокогорья широко развита лавинная деятельность. На передовых хребтах (Байкальском, Кичерском, Баргузинском и Хамар–Дабан) в результате метелевого перераспределения снега наиболее лавиноопасны восточные и юго–восточные склоны. Подобная же закономерность отмечается другими исследователями и для Приморского хребта [55].

На Северо–Муйском и Южно–Муйском хребтах наиболее лавиноопасны западные, северо–западные и северные склоны, так как на этих склонах в зимнее время выпадает большая часть атмосферных

осадков. Лавинные лотки на склонах достигают водораздельных гребней, а на их устьях формируются лавинные конусы выноса. Имеются свидетельства о сходах лавин со склонов Северо-Муйского и Южно-Муйского хребтов. В 60-х годах текущего столетия мощная лавина наблюдалась в районе временного поселка геологов-разведчиков Молодежного месторождения асбеста на северном склоне Южно-Муйского хребта. Лавиноопасными являются также склоны долины Витима на участке от устья Парамы до оз. Орон. Часты лавины на хребте Кодар.

В альпинотипном рельефе Северного Прибайкалья и Станового нагорья продукты выветривания и обрушения переносятся водокаменными потоками; этот процесс протекает повсеместно в период таяния снежников. Мы наблюдали его на склонах каров Северо-Муйского и Верхне-Ангарского хребтов в середине июня. Это один из ведущих механизмов денудации и курумообразования на крутых поверхностях данной генетической категории. Механизм процесса заключается в следующем. Вначале подготовленная выветриванием разрыхленная порода под действием силы тяжести перемещается вниз по склону и попадает на поверхность снежника, скапливаясь в больших или меньших количествах в многочисленных ложбинах стока талых вод. В период обильного таяния снега и формирования ночью ледяной корки линейные ложбины в теле снежника приобретают свойства ледяного лотка с очень крутым продольным профилем, по которому с большой скоростью устремляется водокаменная масса. С потерей скорости при изменении уклонов или просачивании воды в пористый снег наступает разгрузка обломочного материала на поверхность снежника и образование линейно вытянутых щебнисто-глыбовых выносов. По мере таяния снега свежий глыбовый материал проектируется на поверхность курума, покрытого лишайником, формируя линейные скопления свежих обломков. Обычно лотки выноса формируются согласно максимальным уклонам поверхности снежника, однако бывает, что они закладываются согласно микро-рельефу снежного покрова. Тогда линейное скопление свежего обломочного материала может стать секущим по отношению к направлению сноса. При дешифрировании крупномасштабных аэрофотоснимков эти свежие каменные накладки на серой поверхности покрытого лишайниками и "горным загаром" курума иногда принимаются некоторыми исследователями за линеаменты сейсмоструктурного происхождения. Вероятно, этот процесс особенно интенсивно действовал в периоды максимальных увлажнений и оледенений. Глыбовый материал крутых склонов накопления в периоды увлажнения перемещался, вероятно, посредством сдвига при потере равновесного состояния вследствие надмерзлотного выноса мелкозема, а также воздействия мерзлотного крипа.

В голоцене все перечисленные процессы действуют выше границы леса. В настоящее время после схода снега по всей плоскости действует подповерхностный, надмерзлотный делювиальный вымыв, связанный с деятельностью вод, стекающих не по поверхности, а в промежутках между грубыми обломками оттаивающего по сезонам

слоя. Основным условием для его развития является преобладание грубых обломков над мелкоземом.

Для крутых склонов этого типа рельефа характерны резко выраженные гравитационные явления: срывы верхних слоев рыхлых отложений, оползание, оплывание намокших и переувлажненных грунтов.

Процессы нивальной денудации в альпинотипном экзарационном рельефе на первый взгляд кажутся слабо развитыми и их рельефообразующее значение как будто затеняется ледниковой экзарацией. На самом деле в преобразовании доледникового эрозионно-денудационного, еще не очень контрастного рельефа в альпинотипный нивационные процессы играли и играют исключительно большую роль. Об этом свидетельствуют следующие примеры. Первоначальное заложение вообще любого кара в водосборной воронке в верховьях рек происходит в результате снежного забоя. Снег, скапливаясь в углублениях и растаивая в них, прежде всего активизирует процессы выветривания и разрушения их стенок и ложа, вызывая тем самым отодвигание, расширение и углубление водосборных воронок, т.е. превращение их в кары, каровые долины, обширные цирки-ледоёмы (рис. 44, 45).

Совместные действия нивации и приледниковых потоков, удаляющих материал выветривания, ведут к отступанию склонов, расширению типичных V-образных, обычно извилистых эрозионных долин и превращению их в прямые корытообразные трюги [9].

Велико также значение нивальных процессов в поддержании морфологической свежести каров, карлингов и трюговых долин — экзарационных форм рельефа — и в послеледниковое время.

Процессы нивальной планации в альпинотипном рельефе развиты мало, что, очевидно, связано с высокими энергиями склонов водоразделов. Наиболее отчетливые черты мерзлотной подработки свойственны субгоризонтальным фрагментам долинных поверхностей выравнивания, расположенных на абсолютных высотах от 1100 до 1500 м. Здесь обычно отсутствуют аккумулятивные ледниковые образования и создаются благоприятные условия для снежных забоев в системе "склон-педимент".

Резкорасчлененный эрозионно-денудационный высокогорный рельеф развит в пределах Северо-Муйского хребта в юго-западной его части, на междуречье Светлой и Котеры, в Южно-Муйском хребте на междуречьях Бамбукоя-Ирокинды, Вековья-Горбылока Ципинского (в средних течениях рек), а также на левобережье Тулдуни. Преобладающие абсолютные отметки его колеблются в интервале от 1800 до 2200 м. Участки развития этого типа рельефа находятся на теневых, подветренных склонах хребтов, тогда как горное оледенение было развито в пределах тех же высот, но на наветренных склонах и в центральных их частях.

Эрозионно-денудационный генетический тип рельефа объединяет многочисленную группу склонов, моделируемых совокупным действием флювиальных и гравитационных процессов. В зависимости от густоты расчленения данный тип рельефа подразделяется на два под-



Рис. 44. Альпийское высокогорье Кичерского хребта. Эрозионно-денудационный резко расчлененный склон вдоль сбросового фаса с лотками лавинно-селевой денудации, заложенными по разломам. Фото Р.Ц. Будаева

типа: 1) эрозионно-денудационный рельеф с резковыпуклыми водоразделами и умеренно крутыми склонами и 2) рельеф с гребневидными скальными водоразделами и крутыми склонами весьма высокой энергии (рис. 46). Для первого подтипа характерны узкие водоразделы шириной до 100 м и наличие слабонаклонных площадок мелких нагорных террас мерзлотного происхождения с денудационными останцами коренных пород. Основными рельефообразующими факторами здесь являются поверхностная денудация горных пород под влиянием физического и морозного выветривания и значительные проявления водно-эрозионных процессов. На водоразделах происходит сапролитизация и развитие грубообломочных элювиальных образований. В зависимости от литологии коренных пород здесь могут накапливаться большие поля глыбовых и щебеночных элювиальных россыпей. Иногда формируются денудационно-структурные террасы. Рельефообразующие процессы склоновой денудации в данном типе рельефа представлены комплексом обвално-осыпных явлений, медленного плоскостного сползания, течения грунтовых масс и склонового смыва и тесно взаимосвязаны.

Крутые склоны с прямым и слабоогнутым профилем второго подтипа рельефа развиты в основном в верховьях долин, образующих грандиозные водосборные воронки. Это очень крутые склоны, уклон которых нередко превышает угол естественного откоса. На крутых склонах под скалистыми выступами развиваются осыпи – наиболее



Рис. 45. Ледоем в верховьях р. *Левой Мамы*. Фото Р.Ц. Будаева



Рис. 46. Кичерский хребет, Чуя-Кичерский водораздел. Сквозная долина переметного ледника последнего оледенения. На дальнем плане виден фрагмент стенки разрушенного кара эпохи среднеплейстоценового оледенения. Фото Р.Ц. Будаева

распространенные здесь формы аккумуляции. Они обычно вытянуты полосами вниз по склону в виде каменных потоков. Накапливаясь вблизи подножия склона, отдельные осыпные конусовидные образования сливаются в сплошной колловиальный шлейф. Кроме активно развивающихся форм, для процесса денудации характерно сползание каменных осыпей и россыпей по склону к его подножию, что также ведет к образованию колловиальных шлейфов. Незначительного изменения объема или увлажнения рыхлого материала, а также небольшого механического воздействия бывает достаточно для того, чтобы большие массы обломков пришли в движение под влиянием силы тяжести. Склоны ветвисто и густо изрезаны многочисленными эрозионными бороздами и ложбинами камнепадов, в устьевых частях которых формируются крутые конусы выноса. Величина обломков находится в прямой зависимости от литологических особенностей пород, слагающих склоны, и от крутизны самих склонов.

Склоны, уклон которых не превышает угла естественного откоса ($25-30^\circ$), имеют прямой и слабовыпуклый профиль. Они формируются вследствие процессов медленного массового сползания обломочного материала, сущность которого заключается в том, что рыхлый материал, выведенный в результате изменения его объема из прежнего положения на склоне различными факторами, вновь опускается ниже своего первоначального положения. Перемещение мелких обломков и мелкозема по склону происходит под влиянием силы тяжести, а также неруслового надмерзлотного смыва. Смывание проявляется периодически — во время таяния снега и при выпадении дождей. Вблизи вершин и на крутых склонах оно проходит более интенсивно вдоль путей осыпания, когда в них образуются бурные потоки, превращающие тальвеги осыпания в глубокие рывтины. На склонах, которые покрыты глыбово-щебеночными россыпями, дождевые и талые воды просачиваются сквозь грубообломочный материал, увлекая за собой мелкозем. В нижней части разреза рыхлого чехла осаждается большое его количество.

Среднегорный нивально-эрозионный рельеф развивался преимущественно на крыльях поднятий, в области их периклинальных окончаний, а также в осевых частях крупных горных сооружений в виде продольной полосы понижений, сопутствующих внутригорным впадинам надразломного опускания. Он распространен в пределах абсолютных высот от 1000 до 1800 м на междуречьях Дзелинды-Якчия, Правой Мамы-Чуро, Чуро-Верхней Ангары, выражен горной ступенью на юго-западном фланге Северо-Муйского и северном окончании Баргузинского хребтов. В центральной части Станового нагорья он занимает более половины площади. Для данного типа рельефа характерны массивные пологовыпуклые, реже — резковыпуклые водоразделы с интенсивностью глубинного расчленения в 400–600 м. Вершинный рельеф междуречий имеет ровные, пологовыпуклые очертания с углами наклона 2–3 и 5–7°. Местами на поверхности водоразделов сохраняются фрагменты педиплена, как это можно наблюдать на водоразделе междуречья Светлой и Срамной, Холодной и Тъли. Эти поверхности длительное время были

подвержены воздействию нивально-мерзлотных процессов, а потому на них повсеместно распространены характерные формы гольцовой зоны. Здесь широко развиты распадки, унаследованные "каменными реками". Вместе с водосборными воронками они образуют в плане характерные трапециевидные понижения в верховьях долин. Линейный поверхностный сток по ним прекратился, уступив место надмерзлотному плоскостному смыву. Нужно заметить, что, хотя процессы торошения, курумообразования и сноса действуют в "высоком среднегорье" и поньше, их морфологический эффект все-таки значительно снижен относительно масштабов курумообразования и сноса эпохи последнего оледенения. В настоящее время нижние и средние части склонов бывшей гольцовой зоны поросли лесом, курум закреплен и бездействует, по нему развиваются почвообразовательные процессы. Курумообразование на склонах было ведущим процессом перигляциальной горной зоны в периоды горных оледенений.

Большую часть площади среднегорья занимают склоны от вершинной поверхности к днищам долин. Развитие склонов шло одновременно с воздыманием хребтов и врезанием водных потоков. Склоны крутизной $35-70^{\circ}$, формируемые обвально-осыпными процессами, занимают здесь сравнительно мало места. Они приурочены к подмываемым участкам вдоль долин крупных рек, к откосам нивальных и тектонических уступов и междуречным гребням. Основная же часть склонов имеет крутизну менее 30° . Профиль их выпуклый в верхних частях и прямой в нижних. Вблизи рек они также массивны, слабо расчленены, крутизна их достигает $20-25^{\circ}$ (рис. 47).

Основную роль в формировании верхних частей склонов играли процессы вымораживания (торошения), мерзлотный крип и склоновые камнепадные водокаменные потоки по телу снежника, следы которых в виде каменных бордюров, опоясывающих склоны concentрическими поясами, или групп разрозненных "языков" можно наблюдать вблизи внешних краев уступов нагорных террас и привершинных массивных склонов. Движение курумов в средних и нижних частях склонов осуществляется путем нарушения равновесного состояния глыбового материала в результате постоянного вымывания мелкозема из-под курума надмерзлотным смывом.

Выровненные водораздельные поверхности с мерзлотными педиментами и нагорными террасами, развивающимися по плоскостям пологой трещиноватости, покрыты крупноглыбовыми каменными россыпями, мощность которых достигает $1,5-3,0$ м. Крупноглыбовый эловий курум формируется на гранитоидах, гнейсогранитах, кварцитах. Поверхность их неровная, усложненная пологими выпуклостями и понижениями, пересекающими склоны слабозаметными наклонными валами. Верхний слой курума образован рыхлолежащими глыбами, пустоты между которыми занимают до четверти объема породы. Пространство между глыбами второго слоя заполнено мелкоземом в мерзлой фазе.

Глыбовые россыпи нижних и средних частей склонов относятся к зырянскому времени, и максимальное их движение, очевидно, было связано с периодом максимального увлажнения. В верхних частях



Р и с. 47. Эрозионная долина р. Холодной. Фото Р.Ц. Будаева

ни перекрыты более молодыми глыбовыми образованиями и разделены горизонтом ископаемой почвы, относящейся к каргинскому ежледниковью. Размеры обломков коллоvia прямо связаны с размерами отдельности в коренных обнажениях и зависят от их петрографических особенностей. Наиболее крупные характерны для интрузивных образований и метаморфизированных пород. Продукты выветривания пород зеленосланцевой фации, в том числе карбонатные ороды, формировали транзитные солифлюкционные, делювиально-солифлюкционные и лавинно-селевые склоновые образования мощностью 1-7 м. Колловий "каменных рек" и курумных полей сартанского ремени отличается свежестью образований и форм. Движение их осуществлялось также по типу "каменных глетчеров" и, очевидно, прекратилось в голоцене. Курумы неподвижны и в настоящее время. Подсчет годовых колец на срезах растущего на склонах кедрового глянника показал, что за последние 70-80 лет, по меньшей мере, здесь никакого движения курума не было. Средний диаметр обломков урума 0,5-0,6 м, встречаются глыбы до 1,5 м в поперечнике. Вероятная мощность колловиальных образований на средних частях склонов 3-4 м.

В нижних частях склонов на местные базисы денудации происходит разгрузка мелкозема, вымытого из курума, в результате чего здесь возникают благоприятные условия для активизации мерзлотно-олифлюкционных процессов, формирование маревых ландшафтов и характерного микрорельефа в виде натечных террасок с фронтальным ступом до 2-3 м, сгруппированных в опоясывающие склон "гириянды".

Низкогорный и предгорный эрозионно-денудационный рельеф развит в предгорьях вдоль бортов впадин, на между-впадинных перемычках и внутривпадинных островных горах. Абсолютные высоты колеблются в интервале 600–1000 м. Густота расчленения рельефа 1,5–1,6 км на 1 км², глубина врезания долин второго и третьего порядков от 50 до 200 м. Горы резко выпуклые, местами с заостренными гребнями.

Независимо от экспозиции склоны низкогорья делятся на две зоны: денудационную – в верхней части и аккумулятивную – в средней и нижней. Поверхность денудационной части покрыта следами смыва в виде ложков и борозд, выработанных в коренных породах. В средних и нижних частях склонов мелкоовражный делювиальный процесс также играл главную роль. В разрезах склоновых отложений отчетливо видна последовательность стадии формирования склонового чехла: вначале по всему коренному склону формировался колпвовый сползания или дефлюксий, который вниз по склону и вверх по разрезу переходил в ритмично-слоистый делювий. Наиболее грубообломочный нижний слой частично мог отлагаться в результате более быстрого колпвовиального сползания или обрушения. Мощность рыхлых отложений сверху вниз по склонам увеличивается до 10 и более метров. Для разрезов делювия характерны солифлюкционные текстуры как признаки увлажнения и похолодания в ходе накопления склоновой толщи. Профили таких склонов обычно прямые или слабо-вогнутые. Углы наклонов от 15–20° в верхней части до 10–15° в средней и нижней. В строении и генезисе склонового чехла южной и северной экспозиций имеются некоторые различия. Если отложения склонов южных экспозиций относятся к делювиальным образованиям с участием фаций гравитационного сноса, то на склонах северных наряду со склоновым смывом большую роль играли солифлюкционные и дефлюкционные процессы. В голоцене на склонах средней крутизны (15–20°) действуют плоскостной смыв и солифлюкционный процесс.

В этапы наибольшей аридизации начала межледниковий на склонах низкогорья формировался особый тип склоновых отложений – золово-делювиальные образования, сформированные за счет дефляции поверхностей песчаных террасовых толщ впадин и делювиального переотложения золовой пыли на поверхности склонов. Они особенно широко представлены на склонах низкогорного рельефа в северо-восточной части Верхне-Ангарской впадины на междуречье Чуро-Силимкуна и в отрогах северо-восточного обрамления Верхне-Ангарской и Муйских впадин. Плащеобразное залегание супесей и флювиальные текстуры с грубозернистыми прослоями местного материала позволяют их выделить в тип золово-делювиальных образований, подчеркнув тем самым их аллохтонное происхождение. По возрасту и генезису эти отложения сопоставимы с аналогичными образованиями, которые были выявлены во многих горных районах Западного Забайкалья и в юго-восточном Прибайкалье. Пологие склоны (10–15°) со слабовогнутым профилем формируются у подножий более крутых склонов. На этих склонах в результате значи-

тельного замедления скорости движения преобладают массовое плоскостное сползание и склоновый смыв. Здесь основное количество атмосферных осадков стекает по поверхности склонов более или менее равномерным слоем в виде негруппированных в общий поток струй. При этом со склонов сносится большое количество мелкого обломочного материала, который либо полностью сносится со склонов, либо отлагается у подножия, образуя делювиальный шлейф. Тогда в первом случае пологие основания склонов оказываются цокольными поверхностями, несущими маломощный покров рыхлых образований, в другом — формирование шлейфов у подножия склонов, состоящих из рыхлого материала, способствует развитию процессов солифлюкции. Ниже по склону солифлюкция становится главным типом движения рыхлого материала, делювиальный процесс в значительной степени подавлен, развиваются маревые ландшафты.

Высокогорный эрозионно-нивальный рельеф формировался в пределах абсолютных высот от 1900 до 2400 м. Посредством дешифрирования аэрофотоснимков наиболее характерный рельеф данного типа был выделен в горах Бабанты, на междуречье Ципы и правого притока Бамбуйки — р. Голлобе, а также на Икатском хребте и междуречье Мудирикана и Муи. Этот тип рельефа по своему высотному положению практически развит в том же поясе, что и высокогорный эрозионно-экзарационный рельеф на многих других хребтах, расположенных западнее. Отсутствие следов оледенения или незначительное развитие его в этих горах обусловлено глубоким тыловым положением относительно передовых хребтов, перехватывающих влагу западного переноса, и резко континентальным климатом. Вследствие сухости климата снеговая линия здесь находилась значительно выше, чем на Байкальском, Баргузинском и Кичеро-Верхне-Ангарском хребтах. Надо полагать, что в некоторых местах следы незначительного проявления горного оледенения просто были преобразованы более поздними интенсивными склоновыми процессами, преимущественно нивальными. Следует отметить, что во время шлейстоценовых эпох похолодания климата на высоких и средних горах вне площадей развития горного оледенения нивация являлась одним из ведущих агентов денудации и рельефообразования. На этих горах повсюду были распространены снежники, которые были явно недостаточны для формирования ледников, однако вполне достаточны для развития цирков, нагорных террас и тумпов.

Площадь гольцовой зоны в пределах гор Бабанты составляет менее 50% территории, а реальная амплитуда гольцовости, представляющая по В.Б. Выркину [16] разницу между максимальной высотой хребта и средней высотой верхней границы леса, равна 1160–1500 м. Склоны здесь чаще всего выпукло-вогнутые, переходящие в своей верхней части в пологие выровненные вершинные поверхности гольцов, обрамленных площадками нагорных террас (до 6–7 ярусов) и нивальными цирками, которые формируются в результате накопления снежников в водосборных воронках. В высокогорье деятельность снежников сопровождалась и усиливалась другими типами склоновых процессов: мерзлотным крипом, медленной

солифлюкцией, надмерзлотным делювиальным смывом и морозным выветриванием. Они, за исключением последнего, приводят к перераспределению твердого вещества непосредственно в чехле склоновых отложений. Эти процессы активизируются в периоды таяния снега и летних дождей, охватывая все элементы склонов, но проявляются на них с разной интенсивностью.

В горах Бабанты склоны крутизной от 5–10 до 30–35° сплошь открыты курумами. Здесь встречаются курумы линейной и плащевидной формы, площади полей которых достигают нескольких квадратных километров. Нередко образуются и долинные каменные реки за счет соединения нескольких полей склоновых курумов путем сползания и сноса по днищу долин. Материал этих каменных рек, постепенно перерабатываясь, превращается водотоками в крупнообломочный горный аллювий.

Курумы имеют сложный импульсивный характер движения. Периоды относительного покоя и активного движения связаны во многом с сезонностью делювиальных и криогенных процессов. На крутых склонах почти не происходит накопления мелкозема вследствие интенсивного надмерзлотного стока. В связи с этим склон может функционировать как курумовый, пока не изменится обстановка и не начнет накапливаться мелкозем. На вогнутых склонах при изменении крутизны от 30 до 10° наблюдается постепенный переход крутого курумового склона в курумово-солифлюкционный, а затем — в солифлюкционный. В разрезе нижних частей более крутых склонов значительную долю составляет щебнисто-глыбовый и дресвяно-щебнистый материал. В нижних, придолинных, частях более пологих склонов преобладают процессы медленного солифлюкционного сноса. В разрезе этих отложений крупность материала увеличивается от кровли к подошве. В основном преобладают щебнисто-дресвяные, супесчаные и суглинистые отложения.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА ГОРНЫХ ОБЛАСТЕЙ

В формировании современного рельефа горных областей Прибайкалья и Станового нагорья большую роль сыграли значительные изменения палеоклимата. Стержневыми моментами в этих изменениях явились похолодание и развитие четвертичных оледенений, которые оказывали определяющее влияние на морфоскульптуру целого ряда высокогорных хребтов. Обусловленный ими ледниковый экзарационный и аккумулятивный рельеф составляет одну из характеристик особенностей геоморфологического строения этой обширной горной области, без расшифровки которой невозможно создать удовлетворительные палеогеографические реконструкции и проследить историю формирования рельефа. Влияние ледников, выдвинутых в долины и впадины, и обусловленные ими местные вариации климата в совокупности с общим его похолоданием оказывали также существенное влияние на мезо- и микрорельеф внутренних и подгорных равнин

Тункинской, Байкальской, Баргузинской, Верхне-Ангарской, Северо-Байкальской и Муйской межгорных впадин.

В характеристике отдельных морфоструктур приведены конкретные материалы по четвертичным оледенениям. В данной обобщающей главе освещаются общие закономерности проявления плейстоценового оледенения, рассматриваются данные о количестве и самостоятельности ледниковых эпох, приводятся сведения о древнем оледенении сопредельных территорий, которые позволили сопоставлять эпохи оледенения гор Южной, равнин Западной и Средней Сибири.

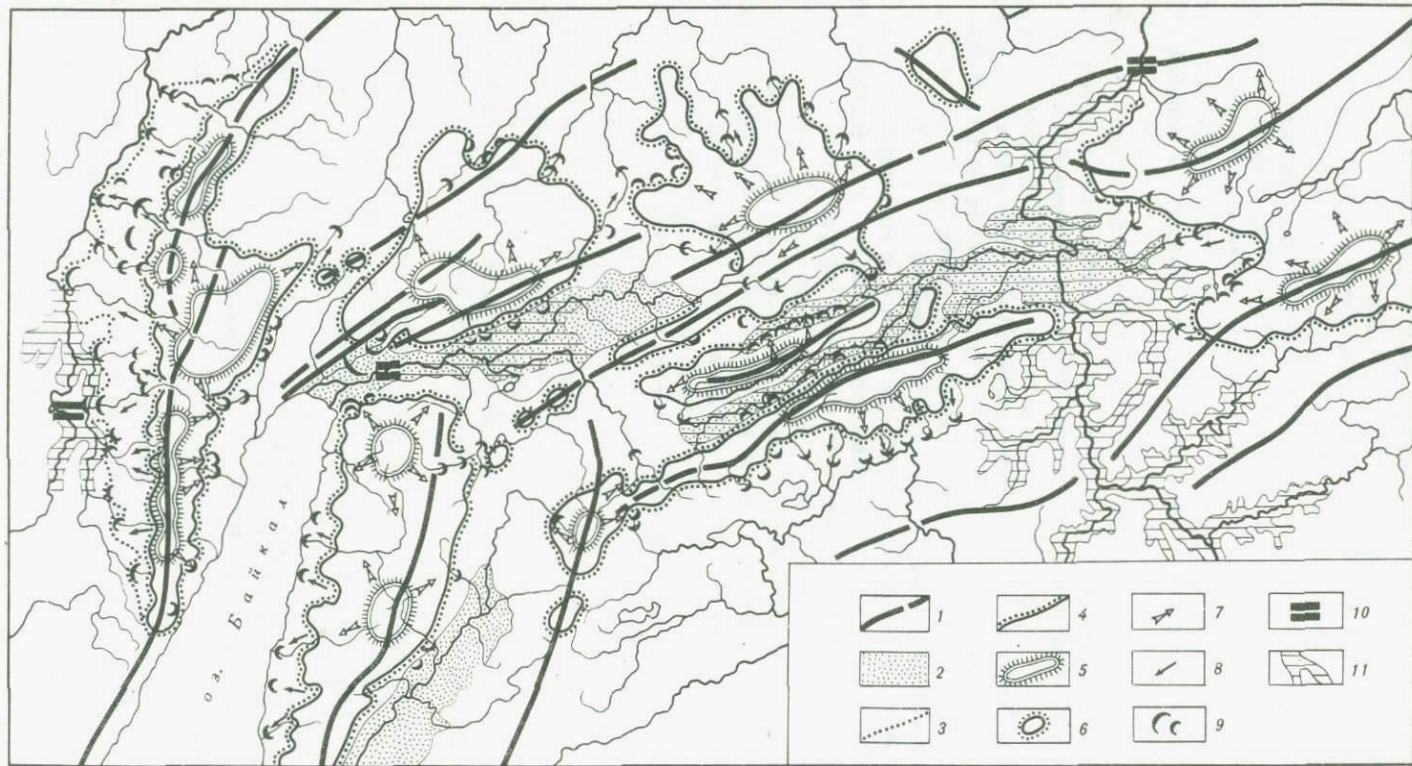
Следы оледенения ясно выражены практически во всех горных районах рассматриваемой территории. На Байкальском, Кичерском, Верхне-Ангарском, Баргузинском, Икатском, Делюн-Уранском и Муяканском хребтах развиты экзарационные формы. Ледниково-аккумулятивные формы рельефа наблюдались нами и другими исследователями на побережьях оз. Байкал, в краевых частях Верхне-Ангарской, Муяканской, Муйской впадин и в долинах многих рек, берущих свое начало в пределах их высокогорного обрамления (рис. 48).

Северное Прибайкалье. Наиболее мощное и многократное оледенение испытали здесь передовые или краевые хребты: Байкальский, Верхне-Ангарский и Баргузинский. В высокогорной зоне этих хребтов в настоящее время мы видим кары, каровые лестницы, ледниковые трог, каровые озера и морены, связанные главным образом с последним оледенением. Здесь произошло наложение молодых форм экзарационного рельефа на более древние ледниковые формы, а потому для этих хребтов нелегко определить характер и масштабы ранних оледенений, существовавших до проявления последнего, верхнеплейстоценового.

Основную информацию об эпохах оледенения, о характере и мощности ледников мы получаем в результате анализа следов ледниковой деятельности, наблюдающихся на границе высокогорья и среднегорья, на выровненных среднегорных участках, а также изучения характера распространения и залегания ледниково-аккумулятивных форм, широко распространенных в речных долинах и межгорных впадинах.

О более широком развитии оледенения в раннюю эпоху похолодания в плейстоцене и о значительной депрессии границы снеговой линии свидетельствуют низкие, в значительной степени разрушенные, полузасыпанные кары хр. Унгдар и соответствующие им древние моренные отложения, которые залегают на высоких террасовидных поверхностях или вынесены ледниками в пределы Прибайкальского прогиба. В тот период ледники формировались в карах начиная с абсолютных высот 1000-1100 и 1300 м. Это дает основание полагать, что граница снеговой линии на склонах хр. Унгдар находилась на близких высотах.

По западному склону Байкальского хребта, в бассейнах рек Джелтуй, Огнев, Кунермы, Ирели, Куркулы, Верхнего Ярала также имеются старые кары высотой от 1000 до 1300-1350 м, которые в настоящее время тоже оказались большей частью разрушенными.



Они образовались в ту же эпоху похолодания, когда граница снеговой линии была намного ниже современной и располагалась на высотах порядка 1200–1300 м. Эти кары после их первоначального заложения в более поздние эпохи похолодания не омолаживались. Судя по "свежести" каров, расположенных выше по склону этого хребта, граница снеговой линии позднее поднялась до высоты 1800–2000 м.

В раннюю эпоху похолодания ледники существовали и на выровненных, высокоподнятых платообразных поверхностях междуречья Холодной и Гасан-Дякита, в области Верхне-Окунайского и Лово-Миньского внутреннего среднегорья, а также на педиментах, протягивающихся вдоль высокогорья. Сюда ледники главным образом стекали с обрамляющего высокогорья. Одновременно они могли формироваться и на месте, на поверхностях высотой 1400–1600 м, так как граница снеговой линии в этот период располагалась еще ниже.

Таким образом, можно с уверенностью полагать, что раннее плейстоценовое оледенение (здесь имеется в виду средний плейстоцен) было наиболее значительным по площади проявления, чем позднплейстоценовые. Оно охватывало не только высокогорную область, но среднегорную и даже низкогорную, судя по высоте заложения ледниковых каров низкого яруса.

В развитии и распространении плейстоценовых ледников большое значение имело явление асимметрии распределения атмосферных осадков на склонах хребтов, обусловленное атлантическим переносом влаги, метелевым и, возможно, лавинным перераспределением снега. В плейстоцене, подобно современным климатическим условиям, значительная часть осадков вследствие западного переноса влажных воздушных масс выпадала на западных склонах и в центральных частях Байкальского и Баргузинского хребтов, имеющих меридиональное простираание. На противоположные, восточные их склоны эти воздушные массы переваливали уже иссушенными. Поэтому на западных, наветренных склонах и в центральных частях этих хребтов формировались ледники, которые по мощности и длине значительно превосходили таковые противоположных, подветренных склонов. Так, ледники по Кунерме, Умбелле и Окунайке вторгались в пределы Предбайкальской впадины и доходили до р. Киренга, выдвигаясь на 30–40 км от подножия гор. В то же время ледники восточного склона имели небольшую длину. Они выходили из гор

Рис. 48. Палеогеографическая схема эпохи максимального оледенения Байкало-Станового нагорья

1 – горные хребты; 2 – рифтовые впадины; 3 – граница максимального выдвигания ледников в Предбайкальской впадине; 4 – границы развития максимального оледенения; 5 – главные центры оледенения; 6 – локальные участки развития оледенения; 7 – направление движения ледников от центров оледенения; 8 – направление выдвигания горнодолинных ледников; 9 – валы конечных морен; 10 – ледниковые плотины; 11 – ледниково-подпрудные озера

не так далеко, о чем, например, свидетельствует самая дальняя и древняя конечная морена по Гуджекиту, расположенная всего лишь при выходе реки из Байкальского хребта.

Ледники, спускавшиеся с западного склона Баргузинского хребта, почти всюду (Верхняя Акули, Шегнанда, Томпуда и др.) выходили на побережье оз. Байкал [54]. Оледенение восточного склона этого хребта было сравнительно небольшим. Ледники, двигавшиеся по долинам Светлой и Илаколуя, оставили свои морены в пределах горной области.

У хребтов Кичерского и Верхне-Ангарского, ориентированных на северо-восток, наветренными склонами являлись северо-западные, на которых аккумуляровалась влага воздушных потоков, двигавшихся с запада по Олоkitскому, Асектомурскому и Чая-Мамскому понижениям, вдоль склонов высоких гор. Ледники северо-западных склонов Кичерского и Верхне-Ангарского хребтов соответственно были более мощными и длинными (ледник по Анамакиту Мамскому и Лево́й Маме имел длину 65–70 км), чем ледники, спускавшиеся в сторону Верхне-Ангарской впадины (длина ледника по Анамакиту Ангарскому составляла всего 25 км). Ледники, начинавшиеся в пределах северо-западного склона Верхне-Ангарского хребта, выдвигались в пределы Байкало-Патомского нагорья по долинам Чаи, Лево́й и Право́й Мамы. Конечные морены Лево́й Мамы залегают в устье Майгунды и имеют высоту от 80 до 120 м.

В раннюю эпоху плейстоценового похолодания иссушенные воздушные массы не только переваливали на подветренные склоны передовых и краевых хребтов, но в таком же состоянии проникали и в глубь Станового нагорья.

Муйско-Витимская горная область. По распространению и высоте зарождения ледников она несколько отличается от хребтов Северного Прибайкалья, где оледенение проявилось на сравнительно больших площадях, охватывая средневысотные горы по периферии высокогорных хребтов.

Горные хребты бассейна среднего течения Витима расположены в глубине Станового нагорья, занимают тыловое положение по отношению к передовым влагозадерживающим хребтам – Байкальскому, Баргузинскому и Верхне-Ангарскому. Следовательно, привитимские части Северо-Муйского и Южно-Муйского хребтов были отгорожены передовыми хребтами от прямого влияния западного влагопереноса. Последние вследствие благоприятного расположения на пути атлантических влагопереносящих воздушных масс перехватывали значительную часть влаги западного переноса, и воздушные массы, как было показано выше, поступали в глубь гор, в сторону Муи и Витима значительно иссушенными. Низкое положение границы снеговой линии на наветренных склонах Байкальского, Баргузинского и Верхне-Ангарского хребтов в эпоху максимального среднеплейстоценового оледенения [8] усиливало общую конденсацию влаги на этих склонах (эффект охлаждающего влияния подстилающей поверхности ледяных склонов), где выпадало осадков во много раз больше, чем в глубинных районах. Хорошим примером тому может быть

современный Антарктический шит, где аккумуляция снега в узкой краевой полосе значительно больше, чем в центральных областях ледяного континента [43]. Аналогичный пример неравномерного снегонакопления на Саяно-Тувинском нагорье во время плейстоценового оледенения и перехвата основной массы влаги наветренными склонами меридионального участка Большого Саяна приводит М.Г. Гросвальд [20].

Таким образом, вследствие перехвата основной влаги хребтами, расположенными западнее, в сторону гор бассейна среднего течения Витима происходило иссушение воздушных масс и усиление общей континентальности климата. Тыловое, глубинное положение рассматриваемой территории, ее отгороженность от прямого влияния атлантического переноса и континентальность климата послужили причиной более высокого гипсометрического положения границы снеговой линии, значительной высоты зарождения и локального характера распространения ледников на Муйских хребтах.

Для среднеплейстоценовых ледников Южно- и Северо-Муйского хребтов, так же как для гор Северного Прибайкалья, характерно асимметричное расположение. Это особенно заметно в Горбылок-Бамбукой-Мудириканском горном узле, где ледники подветренных склонов, направленные на юг, в сторону Ципинской и Бамбукой впадин, в полтора-два раза длиннее, чем ледники наветренных склонов, опускающиеся на север, в долину Муи, и в сторону Горбылокской впадины. Это необычное для горного оледенения Северного Прибайкалья и Станового нагорья распространение ледников объясняется метелевым перераспределением уже выпавшего снега и ветровым переносом выпадающего снега с наветренных склонов в подветренные. Это создавало благоприятные условия для постоянной концентрации твердых осадков на южных и юго-восточных склонах Южно-Муйского хребта и развития асимметричного оледенения.

Морены среднеплейстоценовых ледников южных направлений Южно-Муйского центра оледенения залегают на высоких уровнях в устьевой части рек Бамбукой, Бамбуйки, Вековья при выходе их в Ципа-Бамбукойскую впадину. Они находятся на высоте 160-250 м над уровнем рек и в значительной степени размыты.

Северные ледники оставили высокие морены в устье Горбылока Муйского, а также при выходе Мудирикана и Аневиркана в Муйско-Кондинскую впадину. Остатки этих морен в настоящее время залегают на слабонаклонных уровнях высотой 200-260 м.

Некоторое исключение в смысле развития горного оледенения представлял хр. Кодар, который, находясь на глубине горной страны, был вне теневой зоны. Он принимал на себя влагу воздушных течений, которые огибали высокие горы Северного Прибайкалья с севера и двигались на восток в сторону Кодара по пониженной части Байкало-Патомского нагорья. Развитие мощного горного оледенения на хребте Кодар, таким образом, связано не только с большими высотами центральной его части, но и с более свободным поступлением западных влагоприносящих воздушных масс.

В среднем плейстоцене ледники с хр. Кодар спускались на юг

по долинам Сюльбана, Малой Куды и Таллаи, а на север — по Ле-
вой и Правой Сыгыкте, Каменной, Култушной. Максимальная мо-
рена Сюльбанского ледника залегает в Средне-Сюльбанской эмбрио-
нальной впадине, в районе Балбухты. Морены Малого Кудинского
и Таллаинского ледников расположены на поверхности древнего пе-
диплена в переходной зоне, между хр. Кодар и Муйской впадиной.
В верховьях Девоихты и Хильгандо ледники, спускавшиеся с Кодара,
заполняли пониженную зону на высоте 1600–1900 м, протягиваю-
щуюся вдоль крутого уступа южного склона хр. Кодар. Здесь фор-
мировались своеобразные ледники подножий, которые затем транс-
формировались в долинные. Ледники северного склона хр. Кодар
имели длину 100–120 км. По долинамлевой Сыгыкты и Ледниковой
на протяжении первых 20–30 км мощность льда возрастала от
150–200 м в верховьях трога до 500–700 м. Ледники, спускавшие-
ся с Кодара по долинам Сыгыкты, Каменной и Култушной, сливаясь
в единый поток, выходили через оз. Орон в долину р. Витим и
наглухо перегораживали ее. По нашим данным, в результате под-
пруды выше Оронской ледниковой плотины в долине Витима и Муй-
ских впадинах в среднем плейстоцене образовались приледниковые
подпорные водоемы глубиной более 200 м. Об этом подробно будет
сказано в главе “Основные этапы истории развития рельефа”.

Как и во многих местах, оледенение на Кодаре было асимметрич-
ным: ледники северного склона были более мощными (это отчетли-
во видно из приведенного выше описания), а ледники южного склона
(Апсатский, Сакуканский и Сюльбанский) были в два раза короче.
Хребет Кодар неоднократно подвергался оледенению в верхнем плей-
стоцене. Ледники на хр. Кодар существуют и поныне, асимметрия
в них сохраняется. Это свидетельствует о том, что причины, обус-
ловившие неравномерность распределения ледников в зависимости
от экспозиции склонов, были одними и теми же и в плейстоцене, и
в настоящее время, а именно неравномерное метелевое перераспре-
деление снега, теневая экспозиция относительно западного пере-
носа влажных воздушных масс и, конечно, достаточно большая аб-
солютная высота хребта, вершины которого достигают границы сне-
говой линии.

Очевидно, для максимальной эпохи развития и распространения
ледников асимметрия, связанная с неравномерной аккумуляцией вла-
ги на склонах различной экспозиции, имела решающее значение в
моделировке и видоизменении рельефа Байкало-Станового нагорья.

В верхнем плейстоцене асимметрия в развитии и размещении оле-
денений была также связана и с метелевым перераспределением
снега. Об этом наглядно свидетельствует ориентировка высоких кар-
ров. На Байкальском и Баргузинском хребтах в настоящее время
лучше развиты кары, имеющие северную, северо-восточную и восточ-
ную ориентировку (более 50–60%). Во время верхнеплейстоценовой
эпохи похолодания снег сдувался с наветренных склонов в глубокие
кары подветренных склонов, где и накапливался, давая начало лед-
никам. Несмотря на асимметрию, верхнеплейстоценовые ледники
наветренных западных склонов все-таки имели большие размеры,

чем восточные, так как значительная часть каров находилась в бассейнах рек, стекающих с Байкальского и Баргузинского хребтов на запад, в бассейн р. Киренга и в сторону Байкала. Определяющую роль здесь играла задержка влаги наветренными склонами хребтов. Эффект асимметрии в распределении "свежих" каров в высокогорной зоне большинства хребтов Северного Прибайкалья и западной части Станового нагорья усиливается еще и тем, что в голоцене продолжалось и продолжается в настоящее время развитие и расширение их в результате того же метелевого перераспределения снега, но главным образом за счет нивационных процессов.

В результате дешифрирования аэрофотоснимков, аэровизуальных и наземных наблюдений нами выделен следующий ряд крупных центров развития оледенения в пределах этой обширной горной области: Байкальский, Баргузинский, Кичеро-Верхне-Ангарский и Чуро-Ангараканский центры (рис. 48), в которых зарождалось и развивалось полупокровное, возможно, сетчатое оледенение. Отсюда во все стороны растекались мощные горно-долинные ледники, моделировавшие троговые долины. Эти центры расположены в пределах высоких горных ступеней и главных водораздельных массивов морфоструктур, представляющих собой обширные горные системы или высокие нагорья с равномерно распределенными и близкими отметками абсолютных высот от 2300 до 2700 м. До оледенения в этих местах сохранялись древние выровненные поверхности, благодаря чему здесь создавались условия устойчивого и обильного накопления снежников и фирна, питавших ледники. Температурно-климатические условия высокогорья благоприятствовали длительному сохранению и развитию ледников, о чем свидетельствуют огромные цирки, каровые лестницы и ледомы, разделенные только узкими и часто прорванными стенками и гребнями.

В результате проведенных нами геоморфологических и геологических исследований в Северном Прибайкалье и в западной части Станового нагорья собраны новые данные, свидетельствующие о трех самостоятельных этапах плейстоценового оледенения. Но прежде немного о существующих представлениях по вопросу о количестве и самостоятельности ледниковых эпох, так как этот вопрос является одним из дискуссионных в четвертичной геологии и геоморфологии. В.А. Обручев высказал мнение о существовании двух оледенений скандинавского типа, из которых первое, наиболее мощное, охватывало большую часть водораздельных пространств, а второе, менее мощное, — только верховья многих долин. В.П. Маслов [56] в зоне сочленения Байкальского хребта с Предбайкальской впадиной по правым притокам Киренги наблюдал три конечно-моренных пояса, достаточно близко расположенных, и на основании этого сделал заключение о трех ледниковых эпохах. Н.В. Думитрашко [25, 26, 27] считает, что вся ледниковая эпоха в Прибайкалье была единой с четырьмя фазами деградации ледников, которые были отмечены конечными моренами, расположенными на разных высотах. Н.П. Ладохин [45] на байкальских склонах Баргузинского хребта отметил четыре пояса конечных морен, находящихся в троговых до-

линах на разных гипсометрических уровнях. На основании этого он говорил о четырех фазах единого оледенения. С.А. Гурулев [21, 22] на Баргузинском хребте наблюдал пересечение широких троговых долин более глубоко врезанными и хорошо выраженными троговыми долинами молодого оледенения. Согласно его мнению, разнонаправленность и различное гипсометрическое положение ледниковых трогов свидетельствуют о значительном перерыве в деятельности ледников, полном исчезновении ледниковых полей перед эпохой наиболее молодого оледенения и о проявлении глубокого эрозионного вреза в этот период, возможно, обусловленного и неотектоническими причинами. Л.П. Салоп [64] отмечает, что во многих пунктах Северо-Муйского хребта троговые долины последнего верхнеплейстоценового оледенения "вложены" в пенепленизированную поверхность с эрратическими валунами и моренами предшествовавшего оледенения, возраст которого определяется как нижне-среднеплейстоценовый (по схеме МСК 1932). Он выделяет две эпохи оледенения, но с большим числом фаз. Первое оледенение, по Л.П. Салопу, имело покровный или полупокровный (скандинавский) характер и развивалось на высокоподнятой, но слаборасчлененной местности, второе было приурочено к глубоким горным долинам, врезанным в древние поверхности выравнивания со следами первого оледенения. По его мнению, между этими оледенениями проявились сильные тектонические движения. В результате оживления эрозионной деятельности произошла значительная перестройка рельефа и образовалась новая гидрографическая сеть, что дало основание рассматривать эти две эпохи оледенения как самостоятельные, разделенные глубоким межледниковым врезом.

Таким образом, относительно характера проявления, кратности и возраста оледенения для гор Прибайкалья до последнего времени не было более или менее обоснованного однозначного ответа и, конечно, не могло быть на той стадии и детального исследования этого явления. Высказывались два противоположных мнения. По мнению одних исследователей (Ю.П. Деньгин, Н.В. Думитрашко, Г.П. Пальшин, Н.П. Ладохин, В.И. Галкин, С.С. Воскресенский и др.), в горах Прибайкалья наблюдаются следы одной очень длительной ледниковой эпохи, которая началась в среднем плейстоцене и существовала до конца позднего плейстоцена. В центральных частях хребтов горное оледенение существовало непрерывно, то увеличиваясь в эпохи резких похолоданий, то сокращаясь в эпохи потеплений, во время которых ледники существенно отступали в сторону гор. Другая группа геологов и геоморфологов (В.А. Обручев, С.Г. Мирчинк, А.Г. Золотарев, Е.Н. Сенюгина, В.В. Ламакин, Н.А. Логачев, Е.И. Корнутова, В.Н. Олонин, Ю.П. Козакевич, В.П. Чичагов и др.) считает, что оледенение было неоднократным. Большинство исследователей отмечают двух- или трехкратное похолодание климата и связанные с ними оледенения.

Анализ данных изучения следов четвертичного оледенения (экзарационных форм в высокогорном поясе Северного Прибайкалья и Станового нагорья, а также аккумулятивных, ледниковых и флю-

виальных форм в троговых долинах и на подгорных равнинах) показывает, что в качестве твердо установленных и неоспоримых фактов могут служить следующие.

1. Вложенность одних ледниковых долин в другие, что свидетельствует о неоднократности эпох оледенения. В долине р. Верхняя Акули (северо-западный склон Баргузинского хребта) плечи первого ледникового трога находятся на высоте 340–350 м, а второго – 220–240 м над уровнем реки. По долинам Дельбииинды и Кунермы трог наиболее древнего, максимального оледенения имеет высоту 300–400 м, а следующего за максимальным – 150–200 м.

2. Многоярусность, т.е. разновысотность каров, различная их сохранность, формирование молодых каров в древних, указывающее на существование в течение плейстоцена, а также голоцена различных условий сохранения и обновления каров. Высоко расположенные, морфологически хорошо выраженные кары начиная от высоты 1500–1600 до 1800–1900 м во время плейстоценовых похолоданий постоянно находились в зоне влияния границы снеговой линии, а в голоцене развитие и разрастание их поддерживалось нивационными процессами – снежной денудацией, метельным перераспределением снега и обрушением снежных карнизов вниз по склону каров. Полуразрушенные и частично утратившие свои характерные черты низкие кары в интервале высот 1000–1400 м длительное время находились вне влияния границы снеговой линии. Во время одной эпохи оледенения (даже длительной) невозможны большие колебания высоты снеговой линии в интервале 800–900 м по вертикали.

Ярусное расположение каров и их различная сохранность в первую очередь свидетельствуют об этапности в развитии оледенения, о неуклонном сокращении площади оледенения к концу плейстоцена и повышении границы снеговой линии во время новых похолоданий климата. Возможно, это обусловлено и усилением общей континентальности климата к концу плейстоцена.

3. Глубокие врезы между первым и вторым, вторым и третьим оледенениями имеют значение длительных перерывов, во время которых подвергалась размыву часть морен предшествовавшего оледенения, что хорошо видно в нижних течениях рек Анамакит, Подкаменная, Огдында. Еще более интересный пример глубокого межледникового размыва и перестройки гидросети наблюдается в пределах Кичерского хребта. После максимального оледенения и формирования Намаминского ледникового трога Кичера–Маскит, впадающая в Кичеру, перехватила верховье этой троговой долины и переуглубила ее в месте перехвата на 200 м. С последовавшим после перехвата оледенением и новым ледником, направленным не в бассейн Чаи, а к оз. Байкал, связано образование молодого конечно-моренного вала в устье Кичеры–Маскит. Необходимо особо отметить, что большинство исследователей горного пояса Южной Сибири признают глубокое эрозионное врезание в межледниковую эпоху.

4. Различная высота залегания боковых морен и вложенность одной морены в другую. При выходе Верхней Акули из узкой тро-

говой долины вдоль склона прослеживаются две хорошо выраженные боковые морены, соответствующие двум комплексам конечно-моренных валов, залегающим на подгорной равнине. Третья боковая морена низкая и сливается с третьей конечной мореной, поверхность которой осложнена мелким бугристо-западинным эскеровым рельефом. Высота верхней боковой морены над уровнем Верхней Ангары равна 140–260 м, второй или средней – 120 м, третья морена имеет высоту 30–40 м. В долине Гоуджекита выявлены три боковые морены: первая, верхняя морена, залегает на высоте 160–200 м, вторая, средняя, – 50–60 м, а третья, самая низкая морена, представленная бугристо-западинным рельефом, имеет высоту 20–25 м. Боковые морены Гоуджекита по числу, характеру залегания в троговой долине и морфологии хорошо сопоставляются с Верхне-Акулинскими.

По долинам Дельбичинды и Кунермы боковые морены наиболее древнего оледенения залегают на высоте 250–300 м над уровнем рек, морены второго оледенения фиксируются на склоне не выше 150–200 м.

В долине Ангаракана четко выделяются морены, связанные с двумя самостоятельными ледниками. Боковая морена раннего оледенения по склонам долины прослеживается на высоте 100–120 м. В районе западного портала Северо-Муйского тоннеля конечно-моренный вал, формировавшийся во время более поздней эпохи оледенения, расположен в троговой долине первого ледника и имеет высоту всего 30–40 м.

5. Различная высота, морфологическая выраженность и сохранность конечно-моренных валов. Конечно-моренный вал (возможно свдвоенный) наиболее древнего ледника образует внешний полукруг, имеет небольшую высоту и плохую сохранность. Он в значительной степени размыт и денудирован. Морена второго горно-долинного оледенения морфологически хорошо выражена в виде почти замкнутой фронтальной дуги. Конечная морена третьего оледенения в основном имеет вид протяженного языка с бугристо-западинным эскеровым рельефом (устьевая часть р. Верхняя Акули и в долинах рек Кичера и Гоуджекит).

6. Наползание одних морен на другие. Более молодая морена имеет хорошо выраженный фронтальный уступ вдоль северо-западного борта Верхне-Ангарской впадины, в нижнем течении Подкаменной (высота уступа равна 40–60 м), Огдынды (70–100 м) и Анамакита Ангарского. Рельеф верхней и второй морен характеризуется морфологической "свежестью" бугристо-западинного рельефа. Нижняя морена в центральной части размыта, рельеф имеет "дряхлый" облик, значительно выположен, во многих местах она расчленена многочисленными ложбинами стока.

По-нашему мнению, приведенные факты достаточно уверенно свидетельствуют о многократности ледниковых эпох плейстоцена Северного Прибайкалья в западной части Станового нагорья. Последовательная вложенность трогов, количество конечных и боковых морен (их минимум три), их различная высота и морфологическая

выраженность, наползание или надвигание одних морен на другие, ярусное расположение каров и разная степень их сохранности, глубокий размыв, четко отделяющий следы одного оледенения от другого, взаимоотношения конечных морен с речными террасами в одних случаях, этих морен с конусами выноса — в других говорят в целом о трех самостоятельных эпохах развития оледенения, разделенных межледниковьями. Первое из трех оледенений, как показывают данные, было максимальным и, по-видимому, относилось к среднему плейстоцену. Его можно сопоставить с самаровским оледенением Западной Сибири. Последнее, вероятнее всего, произошло в конце позднего плейстоцена и явилось аналогом сартанского оледенения. Относительно возраста второго могут быть разные суждения. Его можно сопоставить с тазовским (конец среднего плейстоцена) или зырянским (позднеплейстоценовым) оледенениями. В установлении времени второго оледенения необходимо учесть следующее. В отложениях 40–50-метровой террасы в долине Гуджекита имеются гляциодислокации, связанные с выдвиганием и напором Грамнинского ледника. Более того, данная терраса сверху засыпана грубыми моренными образованиями того же ледника. Данная терраса по возрасту относится к нижнему и началу среднего плейстоцена. Не вызывает сомнений, что выдвигание Грамнинского ледника произошло после образования этой террасы, может быть в середине среднего плейстоцена, что по времени соответствует самаровскому веку западносибирской схемы.

Если на передовых или краевых хребтах (на Байкальском, Баргузинском, Кичерском, Верхне-Ангарском) мы отчетливо видим следы по крайней мере трех оледенений, не считая последнего, карового, которое может быть стадией третьего, то на хребтах, расположенных в глубине гор (хребты Мульский, Икатский, Муяканский и др.), видны следы двух ледниковых эпох, что, возможно, обусловлено затуханием интенсивности оледенения в связи с перехватом значительной части влаги передовыми хребтами. Следовательно, из-за слабой выраженности следов ледниковых эпох мы здесь не можем выделить третье оледенение.

А теперь рассмотрим материал по плейстоценовым оледенениям, полученный разными исследователями при изучении сопредельных территорий. Среди сопредельных территорий Байкало-Патомское нагорье занимает особое место, так как оно непосредственно примыкает к горам Северного Прибайкалья и Станового нагорья и, более того, является областью разгрузки горно-долинных ледников, начинавшихся в пределах этой высокогорной зоны. Поэтому данные по ледниковым и водно-ледниковым отложениям Байкало-Патомского нагорья являются очень важными для установления количества и возраста ледниковых эпох в пределах Верхне-Ангарского, Делон-Уранского, Кичерского и Байкальского хребтов. Вопросы четвертичного оледенения освещаются в работах многих исследователей Байкало-Патомского нагорья [66, 12, 58, 18, 8, 31, 32, 33, 39]. В монографической работе А.Г. Золотарева [33], содержащей наиболее свежую и полную информацию по этому вопросу, от-

мечается, что в пределах нагорья уверенно выделяются следы трех оледенений: морены и флювиогляциальные отложения среднеплейстоценового и двух верхнеплейстоценовых. Особенно заметны моренные отложения среднеплейстоценовых ледников, выдвигавшихся в пределы нагорья по долинам рек Чая, Левая и Правая Мама. Они слагают холмы и высокие, до 80–100 м, конечно-моренные валы в пониженной зоне гор, расположенной южнее и юго-восточнее гор Иняптук, Иоко и Сьньыр.

Другим районом, где происходили интенсивная разгрузка ледников Байкальского хребта и формирование ледниковых отложений, является Предбайкальская впадина (бассейн р. Киренги). По данным А.А. Кульчицкого [44], в бассейне Киренги широко распространены ледниковые и водно-ледниковые отложения эпохи первого максимального оледенения. Эти отложения были ранее отмечены в работах В.И. Маслова [56]. Ширина полосы ледниковой аккумуляции вдоль западного склона Байкальского хребта постепенно расширяется с юга на север от 10–15 км в устье Ирели до 30–40 км в бассейне Окунайки. В максимальную эпоху развития оледенения ледники Байкальского, Аkitканского хребтов и хр. Унгдар по долинам Улькана, Куермы и Мини далеко выдвигались из гор. Они местами пересекали осевую часть предбайкальской впадины, огибая возвышенность Сурин, и доходили до приустьевых частей рек. Более того, ледники подпрудили Правую Киренгу, образовав приледниковые водоемы, в которых сформировались озерные и озерно-ледниковые осадки. Обнажения этих отложений описаны А.А. Кульчицким [44] в устьевой части рек Окунайка, Умбелла и других местах на уступе 50–60-метровых увалов.

Ледниковые и водно-ледниковые отложения Предбайкальского прогиба сопоставляются с максимальным, самаровским оледенением Западной и Средней Сибири, а осадки ледниковых подпруд выделены в ульканскую толщу.

В предбайкальской впадине в предгорьях байкальского хребта эти исследователи выделяют следы еще двух оледенений – верхнеплейстоценовых. Морены второго оледенения (зырянский век) имеют форму больших полуovalов высотой 100–250 м и более. Они в основном залегают в понижении между Байкальским и Суринским хребтами. Моренные языки третьего оледенения, соответствующие сартанскому веку, прислонены к моренам второго. В районе пос. Куерма они расположены внутри полуovalных моренных гряд, поверхность молодых моренных языков бугристо-западинная с множеством мелких озер.

Западная и Средняя Сибирь являлась одним из главных центров материковых оледенений на евразийском континенте. Эта область находится в непосредственной близости от рассматриваемого нами района. Поэтому стоит кратко остановиться на важнейших событиях плейстоцена Западной и Средней Сибири и охарактеризовать эпохи материковых оледенений, так как это позволит сопоставить их с эпохами оледенения Прибайкалья.

По данным И.А. Волкова, М.Г. Гросвальда и С.Л. Троицкого

[14], геологическая съемка и бурение, проведенные на севере Западной Сибири, убедительно показали, что отложения самаровского горизонта сложены континентальной мореной с типичными для них гляциотектоническими структурами. Работы последних лет [2, 40] подтвердили, что во время максимального (самаровского) оледенения центрами растекания льда были Северный Урал, Средне-Сибирское плоскогорье (Путорана), Таймыр и район Полярного континентального шельфа. Таким образом, весь север Западной и Средней Сибири находился подо льдом. Анализ рельефа и поверхностных отложений верхнего плейстоцена Западной Сибири, сделанный А.И. Волковым и др. [14], свидетельствует о том, что материковое оледенение на севере этой территории вновь повторилось в сартанское время (всего 18–20 тыс. лет назад). Ледники, спускавшиеся с гор Урала и Средней Сибири, полностью покрывали низменные пространства на севере Западной Сибири. Толщина льда арктического ледникового покрова, лежащего севернее устья Нижней Тунгуски, равнялась 1000–2000 м [11]. Причем местами центр и наибольшие мощности ледника лежали на Путоране. В связи с ледниковым подпруживанием на севере сток Оби, Иртыша и Енисея в Северный Ледовитый океан прерывался, в обширной области, южнее ледникового покрова, возник огромный приледниковый внутриконтинентальный пресноводный водоем, или группа бассейнов, соединенных между собой системой проливов и протоков. Главными элементами группы были Мансийское, Пуровское и Енисейские озера; общая площадь их водного зеркала приближалась к 1,5 млн. км², максимальная глубина доходила до 125–130 м. Этот огромный водоем мог оказывать определенное влияние на климат окружающих территорий, в том числе и Прибайкальских хребтов.

Приведенные здесь данные по четвертичному оледенению как близких, так и дальних сопредельных с Прибайкальем территорий (Байкало-Патомское нагорье, Предбайкальская впадина – бассейн Киренги, Западно-Сибирская низменность и Средне-Сибирское плоскогорье) свидетельствуют о существовании трех или четырех самостоятельных эпох оледенения в течение плейстоцена. Повсеместной характерной особенностью плейстоценовых оледенений было следующее.

1. Оледенение в наиболее ранние эпохи, соответствующие самаровскому времени по западносибирской схеме, было максимальным. Ледники были более мощными и самыми длинными. Моренные отложения ледников этой эпохи слагают внешний самый удаленный от центра оледенения конечный моренный вал или систему валов. Для среднеплейстоценовых ледников характерно не только максимальное выдвигание из гор, но и перегораживание и образование приледниковых подпорных бассейнов по долине Витима и Киренги. В этом отношении события среднего плейстоцена вполне совпадают с западносибирскими, где также в это время имелись огромные подпорные водоемы.

2. Все последующие оледенения на плоскогорьях Западной и Средней Сибири были менее значительными, нежели раннее. Более

молодые ледники уступали по своим размерам ледникам эпохи максимального среднеплейстоценового оледенения. Таким образом, существующее мнение о том, что условия развития последнего оледенения (верхнеплейстоценового) были более благоприятны из-за поднятия или роста гор в течение плейстоцена, не подтверждается новыми данными, так как в течение этого периода не наблюдались значительные дифференцированные движения земной коры, которые могли привести к заметному росту гор.

3. Судя по следам оледенения, от эпохи к эпохе к концу плейстоцена происходило уменьшение площади оледенения. Конечно-моренные валы с каждой новой эпохой оледенения на Западно-Сибирской и Восточно-Европейской равнинах располагались ближе к своему центру.

Сравнение характера и возраста проявления четвертичного оледенения Северного Прибайкалья и Станового нагорья со следами оледенения сопредельных территорий показывает полное совпадение количества и возраста главных эпох (среднеплейстоценового и двух верхнеплейстоценовых), а также и характера проявления четвертичного оледенения. Первое было полупокровным, сетчатым, местами имело вид "шапок" на плоских вершинах, но по периферии переходило в горно-долинное, а второе и третье оледенения — чисто горно-долинными.

Приведенный материал позволяет подтвердить сделанный ранее некоторыми исследователями вывод [41, 13, 79] о полной синхронности важнейших геологических событий на огромной территории евразийского континента.

Важность данного положения очевидна, так как это позволяет нам использовать ледниковые горизонты при расчленении четвертичных отложений горных районов, в некоторых случаях принять их как реперы при стратификации палеонтологически неохарактеризованных положений.

Проявление плейстоценового оледенения имело важнейшее значение в формировании рельефа высокогорных зон. Работа ледников и нивационные процессы изменили весь облик центральной части большинства высоких хребтов Байкальской рифтовой зоны. В результате в горах появился качественно новый рельеф: доледниковый выровненный рельеф стал резкорасчлененным и альпинотипным с многочисленными карами, карлинггами, троговыми долинами с крутыми склонами.

ХАРАКТЕР И ВОЗРАСТ ЗАЛОЖЕНИЯ РЕЧНОЙ СЕТИ, ВОПРОСЫ ЕЕ ПЕРЕСТРОЙКИ

Общий план речной сети Северного Прибайкалья и западной части Станового нагорья обусловлен рельефом и характером проявления новейших тектонических движений. Гидросеть принадлежит Байкальскому и Ленскому (Киренге, собственно Лене и Витиму) бассейнам. По характеру направленности и привязанности к указанным

бассейнам она подразделяется на внутреннюю и внешнюю. Внутренняя гидросеть, вначале центростремительная, а далее продольная, относится к байкальскому бассейну и занимает значительную часть рассматриваемой территории. Внешняя гидросеть радиальная и целиком привязана к Ленскому бассейну.

Формирование речной сети Байкальской рифтовой зоны в значительной своей части тесно связано с прогибанием впадин (Байкальской и Верхне-Ангарской как местных базисов эрозии) и воздыманием обрамляющих хребтов, что обусловило врезание рек и их регрессивную эрозию. Гидросеть в целом сравнительно молодая. Ее современный рисунок, исходя из последних данных наших исследований, формировался в течение всего плиоцен-четвертичного времени, но в ней местами сохранились реликты древних доплиоценовых долин.

В результате геоморфологических исследований выделяются следующие возрастные типы долин.

1. Древние доплиоценовые долины, четковидные извилистые и глубоко врезанные, с фрагментами многочисленных террас низкого, среднего и высокого комплексов (долины Котеры, Янчуга-Котерского, Няндони, Ангиджана).

2. Долины древние дочетвертичные, в верхних течениях рек частично переработанные в ледниковые трюги, с террасами низкого и среднего комплексов во внеледниковой зоне (долины Гоуджекита, Верхней Ангары на участке восточнее Верхне-Ангарской котловины,левой и Правой Мамы, Чура).

3. Долины молодые доледниковые, значительно переработанные ледниковой экзарацией (долины Верхней Акули, Кунермы, Фролихи, Анамакита).

4. Долины четвертичные, омоложенные в позднечетвертичное время, глубоко врезанные, каньонообразные (долины Гасан-Дякита, Окунайки, Тьваикита, Грамны, Холодной и др.).

5. Долины плиоцен-четвертичные, террасированные, приуроченные к межгорным впадинам, морфологически невыраженные (долина Верхней Ангары).

Древние доплиоценовые долины с фрагментами террас приурочены к высокогорной и среднегорной областям, расположенным между Северо-Муйским и Южно-Муйским хребтами, включая и сами хребты. Более молодые, плиоценовые и четвертичные долины со следами ледниковой переработки характерны для высокогорных областей. Долины, омоложенные в верхнем плейстоцене, расчленяют высокие выровненные поверхности и плато типа Гасан-Дякитского и Верхне-Окунайского. Разновозрастные долины разных генетических типов имеют различный морфологический облик; если долина глубокая, извилистая и с участками прорыва через хребты, то вероятнее всего она древняя эрозионная.

Для многих рек Северного Прибайкалья и западной части Станового нагорья характерно древнее заложение долин по отношению к основным и второстепенным элементам морфоструктуры. Долины эти начали формироваться при иных расположениях водоразделов и

уклонах топографической поверхности, а реки сохраняли свое направление, несмотря на большие изменения топографии поверхности в их бассейнах вследствие движения земной коры в новейшее и плиоцен-четвертичное время. Одна из самых древних рек западной части Станового нагорья — Котера с Янчуем (судя по многочисленным и высоким — до 600 м и более — террасовидным уровням) берет начало на юго-восточных склонах Муйской морфоструктуры и прорезает два крупных горных хребта — Южно-Муйский и Северо-Муйский. Реки Янчуй-Ангарский, Ковокта и Безымянная, верховья которых находятся в пределах центральной пониженной части Муйской морфоструктуры, также прорывают Северо-Муйский хребет. Такие явления прорыва долин наблюдаются и на Аkitканском хребте. Реки Окунайка и Миня, берущие начало на склонах хр. Унгдар, прорывают хребет Аkitкан и выходят на равнину Предбайкальской впадины. Долина р. Холодной заложилась при иных уклонах топографической поверхности. Верховья ее расположены в пределах Байкало-Патомского нагорья, а сама она впадает в р. Кичеру-оз. Байкал, прорезав глубокую долину в юго-западной части Кичерского хребта.

Все перечисленные долины прорыва через хребты имеют только antecedentное происхождение. Но, несмотря на это, не все долины прорыва имеют одинаковый возраст заложения. Котерские долины прорыва более древние, доплиоценовые, а возможно, и более ранние, так как речь идет о прорыве грандиозных горных систем высотой 2300–2500 м. Ситуация здесь почти сходная с участками прорыва по р. Витим (Южно-Муйское и Коларское сужения долины). Прорывы через хребет Аkitкан произошли, вероятно, в дочетвертичное время, судя по глубоким врезам регрессивного характера, распространившимся вверх по Окунайке и Мине; но не достигшим верхнего течения. Эти участки прорывов уже существовали во время первой эпохи оледенения, поскольку ледники выходили по ним в сторону долины Киренги.

Другая характерная особенность развития речной сети морфоструктур Байкальской рифтовой зоны заключается в том, что во всех горных районах, примыкающих к оз. Байкал и Верхне-Ангарской впадине, или на участках соприкосновения Байкальского и Ленского бассейнов, идет интенсивная борьба за площадь водосбора. Реки байкальского стока, направленные в сторону двух крупных межгорных впадин, вследствие близости и большой неустойчивости местных базисов эрозии, глубоко врезаны и энергично внедряются в область другого бассейна. Это особенно хорошо заметно на стыке верховьев рек Окунайки (бассейн Киренги-Лены), Грамны, Караветы и Тьвлькита (бассейн Тьи-Байкала).

Борьба за площадь водосбора на стыках двух бассейнов возникла еще в плиоцене и раннечетвертичное время. Вероятно, тогда же произошли и первые перехваты верховьев рек бассейна верхней Лены реками Байкальского бассейна. Примером тому может служить частичная доледниковая перестройка гидросети в Верхне-Ангарском хребте, когда Анамакит Ангарский обезглавил верховья

Анамакита Мамского. Борьба за площадь водосбора усиливалась в периоды проявления горных оледенений. В результате развития каров, каровых систем и перетекания льда из одних долин в другие создавались благоприятные условия для новых частных перестроек долинной сети (о чем подробнее сказано ниже) и просто глубокого проникновения верховьев рек Байкальской системы (правые притоки р. Кичеры) в кары, относившиеся к водосбору Ленской. Благодаря высокой активности регрессивной эрозии рек Байкальского стока Байкал-Ленский водораздел был отодвинут от впадин байкальской системы. В общем водораздел Ленского и Байкальского бассейнов на Байкальском, Кичерском и Верхне-Ангарском хребтах в настоящее время расположен ближе к байкальским впадинам, но раньше, в доледниковое время, а возможно, и в дочетвертичное, к моменту прогибания и зарождения впадин байкальского типа, верховья рек Ленского бассейна местами находились буквально "у кромки" склонов, обращенных к Байкалу и Верхней Ангаре. Такая ситуация до сих пор сохранилась на Байкальском хребте южнее мыса Мужинай.

В пределах горных сооружений Северного Прибайкалья и западной части Станового нагорья почти вся речная сеть приурочена к зонам разрывных нарушений. Сопоставление роз трещиноватости скальных пород и диаграмм направлений речных долин указывает на большую взаимосвязь и взаимообусловленность их между собой: первые обуславливают направление и заложение вторых, а вторые подчеркивают наличие первых. Зоны разрывных нарушений обуславливают усиление и эффективность эрозионных процессов. Системы взаимно пересекающихся разломов и трещин определяют рисунок гидросети. Даже мелкие излучины водотоков часто подчинены определенным системам разрывных нарушений. Ширина долин, вероятно, также длительное время остается близкой к ширине зоны разлома. Направления долин часто меняются на участках пересечения разрывов различного простираения. Некоторые долины преломлены многократно. Реки секущих долин на участках пересечения с продольными резко меняют свое направление и следуют далее, до пересечения с более крупной зоной. Эта закономерность особенно ярко проявлена в системе верховий р. Лево́й Ма́мы на северо-восточном склоне Кичеро-Ангарской морфоструктуры и свойственна также долинам Муйского поднятия и других горных сооружений. Асимметрия склонов долин в общем зависит от наклона поверхности склона поднятия и их ориентировки относительно направления этого наклона. У долин, заложенных параллельно оси морфоструктуры, наиболее крутым оказывается тот склон, который ориентирован вкост направлению главного уклона, и наоборот. Вероятно, у долин, расположенных по направлению уклона, круче будет склон, прилегающий к тому краю зоны разрывных нарушений, вдоль которого длительно эродирована река. Активно осваиваются реками радиальные трещины растяжения на периклиналях поднятий. В месте сочленения Муйского и Кодарского сводов наблюдается явление огибания их периклиналей долинами субсеквентного заложения. Освоение реками трещин

секущих направлений вкрест простирания морфоструктуры привело к формированию ущелистых долин на склонах поднятий.

Вопрос о перестройке гидросети (будь она коренной или частной) является одним из интересных и дискуссионных в современной геоморфологии, в особенности прикладной, ибо закономерности формирования россыпей в первую очередь зависят от истории формирования и развития долинной сети.

Реки в целом консервативны по отношению к воздействию эндогенных и экзогенных факторов рельефообразования и при постоянных, однонаправленных условиях они обычно устойчиво сохраняют давно установившийся рисунок. Поэтому факты коренной перестройки речной сети в ходе развития и формирования современного рельефа встречаются очень редко. Практически о кардинальном изменении направления крупных рек Забайкалья и Прибайкалья (да и всех гор Южной Сибири) в недавнем геологическом прошлом не может быть речи, хотя некоторые исследователи с поразительной легкостью утверждают, что изменения рисунка гидросети имеют место. Многим, вероятно, известно наше представление по вопросу перестройки и перехватов речных систем [4, 5, 6]. Исследования, проведенные нами в 1975–1978 гг. в Северном Прибайкалье и на Становом нагорье, показывают, что в настоящее время нет прямых данных, свидетельствующих о такой перестройке долинной сети в плиоцен–четвертичное время, при которой на фоне формирования кайнозойских впадин (местных базисов эрозии) создавался бы новый рисунок гидросети. На примере р. Котеры с притоками ясно видно, что устойчиво сохранять свое направление могут реки не одних только высоких порядков (такие, как Витим, Олекма, Селенга с Ангарой), но и гораздо более меньшие, сформировавшиеся задолго до поднятия и морфологического становления Байкало–Станового нагорья.

Относительно направления древних речных систем до образования Верхне–Ангарской и Байкальской впадин и появления местных базисов эрозии имеются следующие факты. По данным А.Г. Золотарева [33], в составе древнего аллювия, обнаруженного в районе Чай на Байкало–Патомском нагорье, имеется галечник из экзотических пород, снесенных с Ангаро–Баргузинского междуречья.

Направление среднего и верхнего течения р. Котеры хорошо согласуется с направлением сквозной долины Анамакита Ангарского и Анамакита Мамского. Весьма возможно, что до прогибания и образования Верхне–Ангарской котловины эти реки могли составить единый поток, направлявшийся в сторону Витима–Лены. Это тем более возможно, если учесть наличие высоких эрозионных террас по долине Котеры высотой 200, 300, 600 и более метров над уровнем реки. Таким образом, если существенная перестройка гидросети наблюдалась в пределах этой горной области раньше плиоцен–четвертичного времени, то она произошла в момент формирования кайнозойских впадин. В настоящее время низы кайнозоя сухоходольной части Северо–Байкальской и Верхне–Ангарской впадин не разбурены и не изучены, поэтому установить начало опускания этих структур пока не представляется возможным.

В наших прежних работах мы указывали, что отдельные перестройки гидросети путем перехватов вполне возможны при наличии следующих благоприятных условий: больших уклонов русла, большой разницы относительных высот дна, расположенных близко перехватываемой и перехватывающей долин, многоводности реки и горного оледенения [5, 6, 7]. Подобный пример частной перестройки гидросети путем перехвата на Кичерском хребте, где Кичера-Маскит перехватила речку Намаму, впадающую в реку Ленского бассейна. Долина Намамы сравнительно широкая — 1–1,5 км, моделированная в ледниковый трог. На дне ее расположены подпрудные озера Намама и Круглое. Между оз. Намама и глубоко врезанной долиной р. Кичера-Маскит располагается плоский сквозной участок обезглавленной троговой долины на абсолютных высотах 1330–1350 м. От этого участка к северо-западу виден пологий уклон дна прежней долины, а в сторону Кичеры-Маскит наблюдается ущелье глубиной 200–250 м в месте перехвата. Далее в сторону Кичеры прослеживается узкая ущельеобразная все углубляющаяся долина. Падение русла на первые 6 км составляет более 400 м. Здесь во время ранних оледенений благодаря интенсивному отступанию задних стенок двух противоположных каров, соответственно открывавшихся на северо-восток (в сторону Намамы) и на юго-запад (в сторону Кичеры), и соединению их создались благоприятные условия перетекания одного из языков Намаминского ледника в сторону верховья Кичеры-Маскит. После таяния ледников, в межледниковье, процесс врезания и регрессивной эрозии Кичеры-Маскит продолжался, в результате чего происходило дальнейшее отступление задней стенки водосборной воронки. Это продолжалось до тех пор, пока верховья речки не вышли к днищу троговой долины р. Намамы и не перехватили дренировавший ее водоток. Развиваясь далее вверх, регрессивная эрозия охватила верховья троговой долины бывшей Намамы.

В последующую за врезом и перехватом эпоху похолодания ледник уже двигался по новой переуглубленной долине Кичеры-Маскит, в устье которой образовались концентрические валы верхнеплейстоценовой морены.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Байкало-Становое нагорье с конца протерозоя развивалось в континентальных условиях. В этот длительный период здесь происходили крупные реконструкции в устройстве поверхности. Однако отчетливо история развития рельефа прослеживается только с мезозойского периода, поскольку по коррелятным осадкам, соответствующим ранним этапам рельефообразования, нельзя пока достоверно восстановить основные черты древнего ископаемого рельефа.

Современный горно-котловинный рельеф в основном сформировался в плиоцен-четвертичное время, но в нем сохранились эле-

менты и формы более древнего, раннеорогенного этапа развития рельефа. Кайнозойский главный этап рельефообразования отделен от ранних палеозойских и мезозойских этапов формирования рельефа длительным периодом его выравнивания, которое происходило на этой территории и в сопредельных с ней районах в верхнем мелу и палеогене в эпоху преобладания спокойного тектонического развития. Следы последнего этапа длительного выравнивания рельефа в виде отдельных фрагментов и участков выровненных, местами почти ровных поверхностей находятся в настоящее время в современном рельефе выше неоген-четвертичного вреза долины на различных высотах от 1200–1300 до 2000–2300 м. Крупные формы современного рельефа образовались в первую очередь в результате тектонической деформации древней исходной поверхности выравнивания в неоген-четвертичном периоде.

Анализ коррелятивных отложений и характера заложения речной сети по отношению к главным морфоструктурам, а также соотношения разновысотных геоморфологических уровней и высоких коренных и цокольных террас показывают, что в истории развития современного рельефа выделяются два этапа: позднепалеоген-ранненеогеновый и плиоцен-четвертичный. Они соответствуют двум различным этапам неотектонического развития: дорифтовому и собственно рифтовому, которые были выделены Н.А. Флоренсовым [78] для Байкальской и Тункинской впадин. Для северного и северо-восточного фланга рифтовой зоны такие четкие временные границы между указанными этапами еще не установлены ввиду общей слабой изученности кайнозойской толщи Северо-Байкальской, Верхне-Ангарской и Муйской впадин. Новые пока единичные данные в какой-то мере свидетельствуют о существовании рубежа между ранне- и позднекайнозойской историей развития рельефа Северного Прибайкалья и Станового нагорья.

1. В позднепалеоген-ранненеогеновом дорифтовом этапе (ранний орогенный этап развития рельефа) по Н.А. Логачеву [50] в Байкало-Становом нагорье начались первые движения земной коры, которые в первую очередь привели к медленному и устойчивому прогибанию отдельных участков исходной поверхности выравнивания. В результате проявления этих движений здесь начали формироваться отрицательные морфоструктуры на месте современных рифтовых впадин. По мнению Н.А. Логачева [52], эти котловины были шире современных, и литологический и фациальный состав отложений палеоген-миоцена свидетельствует о том, что сопряженные с котловинами сводовообразные поднятия (даже, возможно, стабильные участки древней поверхности выравнивания на фоне опускающихся участков. — Д. Б.) были невысокими, а степень их вертикального эрозионного расчленения в целом была очень слабой. Можно уверенно сказать, что на этом этапе развития существовали котловины или активно развивающиеся отрицательные морфоструктуры на месте собственно Тункинской, Южно-Байкальской, Северо-Байкальской, Баргузинской и, возможно, Верхне-Ангарской впадин. Для первых миоценовые, местами эоцен-олигоценные отложения твердо

установлены. Для Верхне-Ангарской впадины миоплиоценовый возраст осадков подтверждается единичными палинологическими характеристиками. Здесь при изучении спорово-пыльцевых комплексов скважины, пробуренной на северном берегу оз. Баканы, установлены отложения с богатым палинокомплексом, который по разнообразию и процентному содержанию широколиственных форм вполне может характеризовать ландшафты, существовавшие в раннем плиоцене и даже в позднем миоцене. Характер осадков того периода свидетельствует о существовании в Верхне-Ангарской впадине проточных водоемов озерного типа. Судя по заложению длительно развивающихся древних долин, небольшие поднятия в то время существовали на Хамар-Дабане (в верховьях Джиды, Снежной и Зун-Мурина, стекающих в разные впадины и долины), на стыке Икатского, Голондинского хребтов и Витимского плоскогорья, а также в горной области в верховьях Баргузина, Муи, Котеры, Ципы и Витима. Таким образом, в целом для Байкало-Станового нагорья общая контрастность рельефа была слабой. В крупных речных долинах, заложенных в невысоких возвышенностях или поднятых участках, в неогене сформировались поверхности высоких (600-1000 м и более) эрозионных террас, что свидетельствует о неглубоком врезании долин в то время. В неогене в связи с началом образования котловин как местных базисов эрозии и денудации происходит частная перестройка в основном второстепенной речной сети и формирование новой, приобщенной к этим отрицательным морфоструктурам. Крупные и средние реки, в частности Иркут, Селенга, Витим, Ципа, Бамбуйка, Муя и другие, имеют очень древнее, донеогенное заложение. Витим пересекает две крупные положительные морфоструктуры - Бабанты-Удоканскую и Кодарскую, антецедентно пропиливая ряд высоких горных хребтов. Река Ципа также антецедентно прорывает хребет Бабанты. Следовательно, вышеуказанные реки с их современным направлением течения существовали еще до поднятия этих хребтов и древнее их.

II. Плиоцен-четвертичный, собственно рифтовый этап (новобайкальский по Н.А. Логачеву [52]) развития рельефа знаменуется проявлением сильных дифференцированных движений земной коры, которые привели к формированию современных положительных и отрицательных морфоструктур: горных хребтов и межгорных впадин, которые в свою очередь являлись составной частью более крупных, протяженных и сложных морфоструктур. Так, в юго-западной и центральной частях этого нагорья (в пределах Бурятской АССР) формируются Хамар-Дабанская, Улан-Бургаская положительные морфоструктуры и сопряженные с ними Тункинская и Байкальская впадины. На северном и северо-восточном флангах Байкало-Станового нагорья начали формироваться Байкальская, Кичеро-Верхне-Ангарская, Баргузинская, Икатская, Бабанты-Удоканская и Кодарская положительные морфоструктуры и система впадин: Северо-Байкальская, Верхне-Ангарская, Муйские, Чарская и Токкинская. Формирование современных морфоструктур, интенсивная экзогенная моделировка их поверхностей привели к созданию современного об-

лика рельефа. На этом этапе рельефообразования отчетливо выделяются три подэтапа: доледниковый (плиоцен–среднеплейстоценовый), ледниковый (позднесредне- и верхнеплейстоценовый) и послеледниковый (голоценовый). Такое разделение плиоцен–четвертичного этапа нам кажется вполне оправданным (хотя они несоизмеримы во временном отношении), поскольку все горные области Прибайкалья и Станового нагорья, занимающие по площади 60–70% территории, испытали в плейстоцене неоднократное оледенение, которое сыграло громадную роль в моделировке рельефа не только высокогорных и среднегорных районов, но также речных долин и краевых частей межгорных впадин.

В плиоцен–раннесреднеплейстоценовом подэтапе наблюдались значительные прогибания межгорных впадин и поднятия хребтов, что увеличивало вертикальную контрастность рельефа, резко усиливало эрозионную деятельность рек и размыв в горных хребтах. Это четко фиксируется поглубением плиоценовых и раннечетвертичных осадков, слагающих предгорные слабонаклонные равнины вдоль бортов многих впадин. На южном и юго–восточном побережье оз. Байкал они представлены аносовской свитой и валунно–галечно–песчаными отложениями конусов выноса и дельт рек северного склона Хамар–Дабана. Мощные и грубые предгорные образования, прослеживающиеся вдоль склонов Баргузинского, Верхне–Ангарского, Северо–Муйского, Муяканского хребтов, свидетельствуют о значительных движениях по разломам, ограничивающим хребты и впадины. Эти предгорные отложения местами глубоко погребены под конусами выноса четвертичного возраста. Так, по данным бурения на конусе выноса р. Анамакит (Верхне–Ангарская впадина) обнаружены древние пролювиальные отложения мощностью более 100 м.

В плиоцене и начале эоплейстоцена сформировались высокие террасы (до 200 м) Верхне–Ангарской, Муяканской, Муйской впадин и некоторых речных долин, имеющих длительную историю формирования (Котера, Няндони, Витим, Ципа и др.). Они также сложены довольно грубыми осадками, соответствующими этапу поднятия гор и размыва. Эти террасы и древние конусы выноса, наземные дельты и мощные шлейфы, распространенные по межгорным впадинам, показывают, что в плиоцене эти отрицательные морфоструктуры были уже выражены в почти современном виде.

В нижнем и первой половине среднего плейстоцена в Тункинской, Баргузинской, Верхне–Ангарской, Муйско–Кондинской, Горбылокской, Парамской впадинах и в дельте р. Селенги происходило накопление мощной толщи слоистых песков (аналог кривоярской свиты) и формирование 50–80 и 120–140–метровых террасо–увалов. К моменту первого, среднеплейстоценового, оледенения днища указанных впадин представляли собой единую огромную плоскую аккумулятивную равнину, по которой интенсивно меандрировали реки Иркут, Селенга, Баргузин, Верхняя Ангара, Витим и его притоки – Муя, Конда, Мудирикан. Раннеплейстоценовая аккумулятивная равнина в присклоновой или бортовой части сочленяется с делювиально–про-

ловияльными шлейфами и конусами выноса, за счет чего в некоторых местах высота этих террасо-увалов повышается в тыловой части, как, например, в Баргузинской, Парамской, Верхне-Ангарской впадинах. Характерной чертой этого подэтапа развития рельефа является то, что в это время рельеф, в особенности высокогорный, не был так глубоко расчленен. На Баргузинском, Северо- и Южно-Муйском, Верхне-Ангарском и Байкальском хребтах еще существовали довольно обширные выровненные поверхности, почти не затронутые регрессивной эрозией. По мере роста поднятий, развития регрессивной эрозии и проявления неоднократной ледниковой деятельности площади этих выровненных участков быстро уменьшались в результате размыва и деструкции. В высокогорной зоне следы их практически стерты и остаются только отдельные изометрические фрагменты размером 0,5–1,5 км², сильно измененные ледниковой экзарацией и альтипланацией. Значительные участки доплиоценовой поверхности выравнивания еще сохранялись в пределах Рель-Тыйской предгорной ступени, на средних и низких горах в бассейне Окунайки, Мини и Холодной, на северной оконечности Баргузинского хребта и в юго-западной части Муйского горного сооружения, на стыке Кодара с Муйской впадиной, на Малом и Большом Хамар-Дабане. Все эти участки также сильно видоизменены морозно-мерзлотными и нивальными процессами, которые особенно активно развивались во время плейстоценовых оледенений.

В ледниковый подэтап похолодание климата, начавшееся в верхнем плиоцене, прогрессивало в четвертичное время и в середине среднего плейстоцена привело к появлению ледников и развитию оледенения в высокогорной части Байкальского, Верхне-Ангарского, Баргузинского, Северо-Муйского, Южно-Муйского, Муяканского, Икатского, Тункинского хребтов и хребтов Кодар и Хамар-Дабан. Первое среднеплейстоценовое оледенение на разных хребтах развивалось по-разному. В центральных частях и на наветренных склонах передовых меридиональных высоких хребтов типа Байкальского и Баргузинского, на выровненных, малорасчлененных, местами платообразных поверхностях высотой 1300–1600 м формировались большие ледники полупокровного и сетчатого типа. Оттуда они растекались в сторону крупных речных и межгорных впадин, выдвигаясь по доледниковым долинам и перерабатывая их в троговые. Первое оледенение было максимальным и по площади развития, и по степени выдвигания ледников. Наиболее высокие ледники брали начало с наиболее высоких горных узлов типа Кичеро-Мамского, Акули-Светлинского.

В горах, находящихся в глубине горной системы, в теневых позициях, оледенение было небольшим, даже для высокогорной области оно имело локальный характер и развивалось только на наиболее высоко поднятых блоках высотой 2300–2500 м и более. К ним относятся Северо-Муйский, Южно-Муйский, Муяканский, Икатский хребты.

Первое среднеплейстоценовое оледенение повсюду было максимальным и по площади развития, и по степени выдвигания ледников.

Ледники Байкальского, Верхне-Ангарского, Баргузинского хребтов заметно выдвигались во впадины, а в отличие от них ледники Кодара и Муйских хребтов нигде не выходили в пределы Муйских впадин.

Наибольший интерес в истории среднеплейстоценового оледенения все же представляет образование подпорого приледникового озерного бассейна в Муйских впадинах, в долинах Витима и его притоков. Во время среднеплейстоценового максимального оледенения длина ледников северного склона хр. Кодар достигала 100–120 км. По долинам рек Левая Сыгыкта и Ледниковая на протяжении первых 20–30 км мощность льда возрастала от 150–200 м в верховьях трога до 500–700 м. Ледники, спускавшиеся с Кодара по долинам рек Сыгыкта, Каменная и Култушная, сливаясь в единый поток, выходили через оз. Орон в долину р. Витим и наглухо перегородивали ее. Надо полагать, что после слияния различных ледников мощность ледовой толщи в районе оз. Орон увеличилась и достигла 450–500 м. По данным С.С. Осадчего, а также нашим, в результате подпруды выше Оронской ледниковой плотины в долине Витима и Муйских впадинах в среднем плейстоцене образовались приледниковые подпорные водоемы значительной глубины. Подпор распространялся вверх по Витиму (охватывая долины Бамбуйки и Ципы), Конде, Сьюлбану, Муе и Муякану. Верхний уровень водоема повсеместно находился на отметках 840–860 м. На тех же отметках установлена абразионная терраса этого водоема (морфоструктурный элемент по В.Р. Алексееву и др. [1]) или региональный геоморфологический уровень (по С.С. Осадчему [63]). Она морфологически хорошо выражена по всему периметру Парамской, Муйско-Кондинской, Муяканской и Горбылокской впадин. Ширина этой абразионной террасы, выработанной в рыхлых отложениях высоких террасо-увалов, значительная – от нескольких сот метров до первых километров. На пологих склонах предгорных холмов и увалов на уровне 840–860 м выработаны довольно широкие и хорошо выраженные плоские поверхности. На крутых северных коренных склонах Северо-Муйского хребта на таких же отметках установлена узкая абразионная терраса с хорошо выраженным уступом-клиффом. По данным И.А. Охотникова (1975 г.), проводившего геологическую съемку в Муйско-Кондинской впадине, на этой абразионной террасе обнаружены озерные галечники. В настоящее время тыловая часть террасы закрыта крутым осыпным шлейфом.

По данным В.Р. Алексеева и др. [1], площадки высотой 850 ± 30 м устойчиво прослеживаются вверх по долине р. Витим и его притоков. Среди глыбовых развалов удалось обнаружить гальки, валуны и песчано-галечные или песчаные отложения мощностью до 6 м. Грубообломочный материал представлен исключительно породами, развитыми на прилегающих склонах и водоразделах; окатанность его средняя и хорошая. Формирование этого устойчиво распространенного геоморфологического уровня С.С. Осадчий и В.Р. Алексеев и др. правильно связывают с существовавшим водным бассейном с постоянным уровнем воды. Рыхлые отложения, состоящие

исключительно из местных пород, выдержанность абсолютной высоты геоморфологического уровня речных долин и на бортах межгорных впадин, согласованность уровня с рисунком современной гидросети бассейна среднего Витима свидетельствуют о чисто абразионном происхождении этой площадки, о высоком положении уровня и громадных размерах этого среднечетвертичного подпорного бассейна*.

При образовании подпорного водоема-озера под водой оказались высокие террасы Муйских впадин, включая главную Муяканскую террасу высотой 200 м (уровень 850–860 м).

Существование подпорного водоема соответствует прогрессивной стадии развития оледенения, когда Кодарские ледники непрерывно создавали плотину, обеспечивая активный подпор. В период убывания и распада ледников происходили активное пропиливание ледяной плотины р. Витим и спуск подпорного водоема. Долина р. Витим на месте перегораживания в результате интенсивного бокового подмыва по краю ледяной плотины была расширена до 6–7 км на участке 10 км, тогда как выше и ниже по течению она остается узкой и ширина ее не превышает 1,0–1,5 км.

После первого оледенения во второй половине среднего плейстоцена по долинам большинства рек проявилась интенсивная регрессивная эрозия, которая охватила не только горные районы, но и межгорные впадины. Она была вызвана общим поднятием всей горной страны Прибайкалья и Забайкалья. Во время этого размыва реки врезались в мощную толщу собственных отложений, в результате чего в песчаной толще сформировалась серия террас врезания от 60–80 до 100–120 м. На предгорных аккумулятивных равнинах происходил размыв морен предшествовавшего оледенения. В межледниковый период произошли небольшие перестройки речной сети на стыках бассейнов байкальского и ленского стоков (перехват на р. Кичера–Маскит). Перехваты были еще обусловлены и более интенсивными блоковыми перемещениями.

Второе (первое верхнеплейстоценовое или зырянское по западно-сибирской схеме) оледенение было горно-долинным, так как в меж-

* По данным В.Р. Алексеева и др. [1], этот бассейн существовал в неоген-четвертичное время. С ним эти исследователи связывают формирование мощной толщи песков и песчано-галечных отложений Муйских впадин плиоценового и нижне- и среднечетвертичного возраста. Далее, по их мнению, долина Витима в Северо-Муйском сужении имеет молодой ранне- и среднечетвертичный возраст. Она образовалась в результате меридионального раскола земной коры. Все эти предположения указанных авторов противоречат существующему фактическому материалу.

Не совсем четко о времени и причинах образования Муйского палеозера высказывается С.С. Осадчий [63]. Он считает, что Муйское озеро начало формироваться до среднечетвертичного оледенения в результате обшклиматических причин. По его мнению, ледниковый подпор Витима севернее Муйских впадин вызвал только увеличение глубины этого озера до отметки 820–860 м.

ледниковое время размыт распространился в центральные части хребтов. Это оледенение по площади распространения совпало с первым, но по масштабу было меньше. Следы ледников в виде конечно-моренных языков с холмисто-западинным эскеровым рельефом поверхности установлены по всем троговым долинам первого оледенения. По морфологии верхнеплейстоценовые морены выражены лучше, чем среднеплейстоценовые, которые в значительной мере были уже размыты во время последующего межледникового. Молодые морены во многих местах надвинуты на древние размытые валы (Анамакит, Подкаменная, Верхне-Ангарская впадина) или вложены в размыты между древними (Бамбукой, Бамбуйка - южный склон Южно-Муйского хребта, Гоуджекит - в Байкальском хребте и в других местах). На отдельных участках вторая, меньшая по высоте морена выдвинута дальше первой. Разница высот этих морен равна 100-120 м. В троговых долинах горных массивов боковые морены и плечи трогов второго оледенения расположены ниже следов первого.

В верхнем плейстоцене, возможно, повторялось подпруживание долины р. Витим в районе оз. Орон ледниками северного склона Кодар. Но поздние ледники, по-видимому, не были такими мощными, как среднеплейстоценовые, и масштабы подпора были менее значительными по сравнению с ранними. Верхний уровень этого подпора, возможно, фиксируется геоморфологическими уровнями с абсолютными отметками 680-700 м.

После второй эпохи оледенения наступило межледниковье, которое отмечено размытием морен второго оледенения и развитием регрессивной эрозии в горах.

В третью эпоху оледенения ледники мало выдвигались из гор и только самые крупные из них, зарождавшиеся в обширных центрах, оставили свои конечные морены при выходе из гор. Основная часть морен ледников последнего оледенения оставалась в горах. В самом конце верхнего плейстоцена, возможно, проявилось каровое оледенение или оно же явилось стадией третьего.

Интенсивная неоднократная экзарационная деятельность ледников в областях развития четвертичного оледенения в целом коренным образом видоизменила общий облик доледниковой морфоскульптуры и привела к образованию альпинотипного, резкорасчлененного, преимущественно крутосклонного рельефа с высокой энергией и разнообразием склоновых, в особенности гравитационных процессов.

В ледниковую эпоху в долинах рек и по межгорным впадинам, дренируемым транзитными реками, а также занятым озерами, сформировались низкий и средний комплексы речных и озерных террас высотой 8-10, 12-14, 20-25, 35-40 м. Как показано выше, с первым оледенением, возможно, были связаны верхи мощной толщи песков в районах интенсивного развития плейстоценового оледенения.

В последледниковом голоценовом подэтапе образовались низкая терраса, высокая и низкая поймы и сопряженные с ними молодые конусы выноса. В высокогорной зоне хребтов вследствие метелевого перераспределения снега продолжалось развитие

нивалных каров северной, северо-восточной и восточной ориентировки. Процессы нивации сыграли важную роль в поддержании морфологической свежести верхнеплейстоценовых каров. Крутые склоны долин и трогов подвергаются интенсивному воздействию склоновых процессов, которые также усиливаются нивационными процессами и процессами морозного выветривания. В результате этого в троговых долинах, карах, у подножий крутых и очень крутых склонов формируются сплошные осыпные шлейфы – характерный элемент послеледниковой аккумуляции. В межгорных впадинах вследствие усиления континентальности климата и явлений аридизации в позднеголоценовое время активизируются эоловые процессы и на высоких песчаных террасах формируется дефляционный и эолово-аккумулятивный рельеф из котловин выдувания, бугров, дюн и барханных гряд (Горбылокская, Муйская, Парамская, Верхне-Ангарская, Баргузинская, Тункинская впадины и дельта р. Селенги). Эоловый микро-рельеф является одним из характерных элементов аккумулятивных равнин во впадинах и речных долинах. В голоцене на низких аккумулятивных равнинах Верхне-Ангарской, Муйской и Баргузинской котловин вследствие таяния погребенных льдов образовались многочисленные термокарстовые озера.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Рельеф Северного Прибайкалья и западной части Станового нагорья представляет собой сложную горно-котловинную систему, имеющую дугообразное и кулисообразное, местами веерообразно разветвляющееся очертание и занимающую высокое гипсометрическое, водораздельное положение над сопряженными с юга и севера геоморфологическими областями.

2. Здесь, как во всей Байкальской рифтовой зоне, в результате проявления новейших тектонических движений в кайнозое начали формироваться межгорные впадины и обрамляющие их горные системы, которые в плиоцен-четвертичное время, в период резкого усиления движения земной коры, превратились в рифтовые структуры — линейные и протяженные морфоструктуры, ограниченные хорошо выраженными и прямолинейными уступами-склонами, а также зонами глубинных и региональных разломов. Наиболее крупными положительными морфоструктурами этой территории являются Байкальская, Кичеро-Верхне-Ангарская, Баргузинская, Муйская; отрицательными — Северо-Байкальская и Верхне-Ангарская впадины. Среди них впервые выделенные сложные морфоструктуры (Муйская, Кичеро-Верхне-Ангарская и др.). Каждая морфоструктура в зависимости от интенсивности поднятия или опускания характеризуется различным внутренним строением и различной морфоскульптурой: эрозионно-денудационной, экзарационной — в поднятых областях, аккумулятивной — в опущенных.

3. Горные хребты Северного Прибайкалья и западной части Станового нагорья в четвертичное время испытали трех-четырёхкратное оледенение в зависимости от экспозиции склонов, отгороженности передовыми хребтами, а также удаленности глубинных районов. На наветренных склонах и в центральных частях хребтов развитие оледенения было более интенсивным, чем на подветренных "теневых" склонах. На них образовались мощные ледники, далеко выходящие за пределы гор. Неоднократная ледниковая деятельность в высокогорной зоне хребтов привела к формированию резкорасчлененного, крутосклонного рельефа. Трех самостоятельным эпохам горно-долинного оледенения соответствуют три конечно-моренных вала различной высоты и морфологической сохранности. Наиболее древний (среднеплейстоценовый) конечно-моренный вал значительно размыт и выположен. Второй вал с высоким уступом, хорошей морфологической сохранности, во многих местах надвигается на первый. Третья конечная морена низкая, хотя имеет наилучшую сохранность.

Последние два конечно-моренных вала имеют верхнеплейстоценовый возраст. Второй соответствует зырянскому веку, а третий – сартанскому. Каровое оледенение проявилось в одну из последних стадий сартанской ледниковой эпохи. Плейстоценовое оледенение в целом сыграло исключительную роль в формировании современной морфоскульптуры горных хребтов, прилегающих к северной части оз. Байкал.

4. Целая серия аккумулятивных террас и увалов до 200 м высотой, наблюдающаяся в Северо-Байкальской, Верхне-Ангарской, Муяканской впадинах, в долинах Итыкита, Окусекана, Верхней Ангары, Котеры (в долине последней имеются и более высокие цокольные террасы высотой до 500–800 м и более), свидетельствует не только о дифференцированных, но и о колебательных движениях земной коры в пределах рассматриваемой территории. Медленные опускания впадины, во время которых накапливались аллювиальные и аллювиально-озерные отложения повышенной мощности по контрастивному типу, сменялись общим воздыманием территории, в результате которого реки врезались в свои же отложения, образуя разновысотные террасы. Так продолжалось неоднократно. В целом развитие рельефа происходило по восходящей линии. Более древние аккумулятивные формы рельефа занимают высокое гипсометрическое положение, а молодые формы – низкое. Высокие террасы, древние шлейфы, конусы выноса и высокорасположенные морены более древних ледников были вовлечены в поднятия и превратились в участки денудации и сноса. В течение четвертичного периода на всех указанных участках впадин и долин площадь активной аккумуляции все сужалась, хотя имеются примеры и локального расширения, как в юго-западной части Верхне-Ангарской впадины, которая в настоящее время опускается и превращена в низкую заболоченную равнину.

5. В различных типах рельефа, обусловленных блоковым строением морфоструктур, развиваются разнообразные рельефомоделирующие и рельефообразующие процессы. Из них ведущими являются: в альпийском и эрозионно-денудационном высокогорном рельефе – обвально-осыпной, лавинно-водно-каменепадный и надмерзлотный вынос; в среднегорном эрозионно-денудационном – водно-каменепадный, мерзлотный крип, надмерзлотный вынос и делювиально-солифлюкционный снос; в низкогорном эрозионно-денудационном рельефе преобладают делювиальный смыл в мелкоовражной модификации, делювиально-солифлюкционный и солифлюкционный снос. Эти же процессы влияли на рельеф и в течение всего плейстоцена, включая периоды оледенений, во время которых некоторые из них проявлялись еще более интенсивно.

6. Долинная сеть Северного Прибайкалья и западной части Станового нагорья сравнительно древняя, доплиоценовая. Первую коренную перестройку она испытала в начале прогибания кайнозойских впадин, т.е. при появлении местных базисов эрозии. С тех пор установился современный рисунок гидросети. В течение плиоцен-чет-

вертикального времени наблюдались небольшие частные перестройки и перехваты речной сети на стыках разных бассейнов и обязательно в области развития плейстоценового оледенения.

7. В истории развития рельефа выделяются два крупных этапа: дорифтовый, т.е. доплиоценовый, характеризующий начальный этап формирования основных элементов рельефа межгорных впадин и горных хребтов, и рифтовый, во время которого был создан современный рельеф. Последний этап разделяется на три подэтапа: доледниковый, ледниковый и послеледниковый. В это время в рельефообразовании, в изменении и развитии мезо- и микроформ рельефа выдающаяся роль принадлежит экзогенным, климатическим процессам.

8. Геоморфологическое строение, неотектонические и сейсмотектонические структуры, проявление современных экзодинамических процессов, их интенсивность и направленность показывают, что территория, по которой проходит трасса БАМ, характеризуется сложными инженерно-геологическими и геоморфологическими условиями:

- а) долины рек узкие с моренным всхолмленным рельефом и скальными выступами, а также с крутыми и грубообломочными шлейфами, часто вплотную подступающими к руслам рек;
- б) крутые и очень крутые склоны флювиального, ледникового тектонического происхождения обуславливают высокую интенсивность проявления склоновых гравитационных и денудационных процессов. Курумы, покрывающие склоны донизу, находятся в неустойчивом положении из-за их высокой крутизны. Подрезка нижних частей склонов при прокладке дорог многократно увеличивает вероятность быстрого схода вниз обвально-осыпных накоплений и, вероятно, медленно движущихся курумов нижних частей склонов;
- в) интенсивно прогибающиеся участки днищ впадин сильно заболочены, часто затапливаются во время паводков и половодий, на них множество стариц, рукавов и озер термокарстового происхождения;
- г) плоские, преимущественно низкие аккумулятивные равнины также неблагоприятны для освоения. Здесь наблюдаются жилищные льды, мерзлотное пучение грунтов, термокарстовые просадочные явления, обусловленные нарушениями тепловых свойств поверхностных слоев, а также наледи;
- д) поверхность песчаных равнин с древним закрепленным эоловым рельефом таит в себе скрытую возможность возобновления эоловых процессов в ходе развития хозяйственной деятельности человека без строжайшего соблюдения противоэрозионных мер;
- е) устьевые участки многочисленных боковых притоков главных рек, особенно спускающихся с южного склона Верхне-Ангарского, северного склона Северо-Муйского и Муяканского хребтов, селеопасны. Селевые явления по многим рекам наблюдались в 1976, 1977, 1978 гг.;
- ж) берега оз. Байкал на участке Курла-Нижнеангарск подвергаются абразии. Интенсивная абразионная деятельность озера, наблюдавшаяся с 1961 по 1973 г. и связанная с повышением его уровня на 0,8-1,2 м в результате подпора плотины Иркутской ГЭС, в настоящее время стабилизируется.

1. Алексеев В.Р., Коген В.С., Шпак Н.С. Новый морфоструктурный элемент Забайкалья по данным космических снимков. - Сов. геология, 1978, № 9, с. 136-140.
2. Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. 329 с.
3. Архипов С.А., Андреев С.М., Земцов А.А. и др. Покровные материковые оледенения и рельеф. - В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования, М.: Наука, 1976, кн. 1, с. 7-89.
4. Базаров Д.-Д.Б. О древнем возрасте байкальского направления рек Селенгинского среднегорья. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1961, вып. 7, с. 77-93.
5. Базаров Д.-Д.Б. История развития речной сети Западного Забайкалья. - В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектонических орогенных областей. Новосибирск: Наука, 1968, с. 202-210.
6. Базаров Д.-Д.Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1968. 166 с.
7. Базаров Д.-Д.Б., Антошенко-Оленев И.В., Гурулев С.А. Основные проблемы антропогена Забайкалья и Прибайкалья. - В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М.: Наука, 1969, с. 121-130.
8. Башенина Н.В. О роли ледникового периода в формировании рельефа Патомского нагорья и Восточного Забайкалья. - Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1960, № 2, с. 109-117.
9. Башенина Н.В. Формирование современного рельефа земной поверхности. М.: Высш. школа, 1967. 388 с.
10. Белова В.А. История развития растительности котловин Байкальской рифтовой зоны в позднем кайнозое. Новосибирск: Наука, 1975. 142 с.
11. Бурашникова Т.А., Гросвальд М.Г., Суетова И.А. Объем арктического ледникового покрова в эпоху последнего оледенения Земли. - ДАН СССР, 1978, т. 238, № 5, с. 1169-1172.
12. Бурачек А.Р. Основные черты формирования долин, рыхлого покрова и россыпей Патомско-Витимского нагорья, М.: НИГРИзолото, 1952. (Тр. НИГРИзолото; Вып. 19).
13. Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии. М.: Наука, 1977. 170 с.
14. Волков И.А., Гросвальд М.Г., Троицкий С.Л. О стоке приледниковых вод во время последнего оледенения Западной Сибири. - Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1978, № 4, с. 25-35.
15. Воскресенский С.С., Постоленко Г.А. Орографическая схема. - В кн.: Атлас Забайкалья. Москва; Иркутск, 1967, с. 12.
16. Выркин В.Б. Гольцы Прибайкалья и Северного Забайкалья, их границы и распространение. - В кн.: Процессы современного рельефообразования в Сибири. Иркутск, 1976, с. 63-68.

17. Галкин В.И., Флоренсов Н.А. Структурные и морфологические особенности впадины оз. Ничатка. М.: Наука, 1968. 143 с.
18. Гапеева М.М. К вопросу о проявлении древней ледниковой деятельности на территории Байкало-Витимского нагорья. - В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1956, с. 129-145.
19. Геоморфологическое картирование/Н.В. Башенина, О.К. Леонтьев, М.В. Пиотровский и др. М.: Высш. школа, 1977. 375 с.
20. Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 166 с.
21. Гурулев С.А. О кратности четвертичного оледенения в Баргузинском хребте. - Изв. вузов. Геология и разведка, 1958, № 2, с. 33-37.
22. Гурулев С.А. О возрасте четвертичного оледенения в Северном Прибайкалье. - Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1959, вып. 2, с. 175-186.
23. Девяткин Е.В. и др. Плювиальные плейстоценовые бассейны котловин Больших озер Западной Монголии. - Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1978, № 5, с. 89-92.
24. Домбровский В.В. Геология Байкало-Патомского нагорья. - Тр. Вост.-Сиб. геологического управления. Иркутск, 1940. 199 с.
25. Думитрашко Н.В. О древности рельефа юга Восточной Сибири. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, вып. 5, с. 801-809.
26. Думитрашко Н.В. Основные вопросы геоморфологии и палеогеографии Байкальской горной области. - Тр. Ин-та географии АН СССР. 1948, т. 42, с. 75-141.
27. Думитрашко Н.В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области. - Тр. Ин-та географии АН СССР. Т. 55. 1952. 189 с.
28. Ендрихинский А.С., Кульчицкий А.А. Четвертичные отложения западного участка БАМ. - В кн.: Геологические и сейсмические условия района БАМ. Новосибирск: Наука, 1978, с. 38-47.
29. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья/В.П. Солоненко, А.А. Тресков, Р.А. Курушин и др. М.: Наука, 1966. 230 с.
30. Зеленский Е.Е. Кайнозойские отложения района нижнего течения р. Муи. - В кн.: Вопросы геологии Бурятии. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1971, с. 53-60.
31. Золотарев А.Г. Геоморфология и геология четвертичных отложений северной части Северо-Байкальского нагорья. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. Иркутск, 1961, вып. 1 (XXVIII), с. 40-61.
32. Золотарев А.Г. Стратиграфия и палеогеографические условия формирования плиоцен-четвертичных отложений центральной части Байкало-Патомского нагорья. - Геология и геофизика, 1966, № 11, с. 26-35.
33. Золотарев А.Г. Рельеф и новейшая структура Байкало-Патомского нагорья. Новосибирск: Наука, 1974. 118 с.
34. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
35. Ивановский Л.Н. К изучению древнеледниковых форм рельефа горных стран Сибири и Дальнего Востока. - В кн.: Докл. Ин-та географии СО АН СССР, 1973, вып. 41, с. 17-23.
36. Ивановский Л.Н. Древнеледниковый рельеф и древнее оледенение гор Сибири и Дальнего Востока. - Изв. Всесоюз. географ. о-ва СССР, 1976, № 2, с. 116-122.
37. Ивановский Л.Н. Оледенение гор и рельеф - В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976. Кн. 1.

38. Ивановский Л.Н., Тимофеев Д.А. Основные черты строения и развития рельефа и древнего оледенения гор Сибири и Дальнего Востока. — В кн.: Докл. Ин-та географии СО АН СССР, 1969, вып. 22, с. 3-15.
39. Казакевич Ю.П., Ревердатто М.В. Ленский золотоносный район. Т.2. Геология кайнозойских отложений и типы золотоносных россыпей Ленского района. М.: Недра, 1972. 145 с. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 88).
40. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Следы раннеплейстоценового похолодания на южном Иртыше. — В кн.: Проблемы корреляции новейших отложений Северной Евразии. Л., 1971, с. 49-51.
41. Кинд Н.В. Вопросы синхронизации геологических событий и колебаний климата в верхнем антропогене. — В кн.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М.: Наука, 1969, с. 21-35.
42. Коломыц Э.Г. Снежный покров горно-таежных ландшафтов севера Забайкалья. М.-Л.: Наука, 1966.
43. Котляков В.М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка. — Гляциология. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 246 с.
44. Кульчицкий А.А. Отложения и палеогеография эпохи максимального оледенения Предбайкальской впадины. — Геология и геофизика, 1973, № 9, с. 60-67.
45. Ладохин Н.П. О древнем оледенении Баргузинского хребта. — В кн.: Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР. Улан-Удэ, 1954, вып. 1, с. 147-162.
46. Ламакин В.В. О развитии Байкала в четвертичном периоде. — Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1957, т. 13, с. 80-92.
47. Ламакин В.В. О стратиграфическом расчленении четвертичной системы в береговой полосе Байкала. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 32, с. 45-69.
48. Ламакин В.В. Байкал в четвертичном периоде. — В кн.: Докл. на ежегодных чтениях памяти Л.С. Берга. 1956-1959. Вып. IV-VII, М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 144-191.
49. Лопатин Д.В. Геоморфология восточной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1972. 113 с.
50. Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 4, с. 18-29.
51. Логачев Н.А. Рельеф и геоморфологическое районирование. — В кн.: Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974, с. 10-15.
52. Логачев Н.А. Саяно-Байкальское Становое нагорье. — В кн.: Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974, с. 16-162.
53. Лунгерсгаузен Г.С. Основные этапы развития рельефа Витимско-Патомского нагорья. — Изв. Забайкал. отдела Географ. о-ва СССР, т. 1, вып. 3, 1965, с. 96-107.
54. Лут Б.Ф. Геоморфология дна Байкала. — В кн.: Геоморфология дна Байкала и его берегов. М.: Наука, 1964, с. 5-123.
55. Лут Б.Ф. Геоморфология Прибайкалья и впадины оз. Байкал. Новосибирск: Наука, 1978. 212 с.
56. Маслов В.П. Следы древнего оледенения Северо-Байкальского нагорья. — В кн.: Академику В.А. Обручеву. М.: Изд-во АН СССР, 1939, т. 2, с. 225-257.
57. Мац В.Д. и др. К стратиграфии четвертичных отложений Северного Байкала. — В кн.: Динамика Байкальской впадины. Новосибирск: Наука, 1975, с. 258-273.

58. Мирчинк С.Г. К стратиграфии четвертичных отложений в долинах рек Витим и Бодайбо. — Тр. ЦНИГРИ, 1960, вып. 30, с. 88–117.
59. Музис А.И. К вопросу о стратиграфии кайнозойских отложений Северного Забайкалья. — В кн.: Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966, с. 145–154.
60. Музис А.И. Древнее оледенение Кодаро–Удоканского горного района. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1967, вып. 2(4), с. 294–296.
61. Музис А.И. Среднечетвертичный озерный водоем Чарской впадины (Олекмо–Витимская горная страна). — В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Наука, 1968, с. 125–139.
62. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 358 с.
63. Осадчий С.С. Лимногляциальная обстановка и проблема корреляции плейстоценовых образований во впадинах Станового нагорья. — В кн.: История озер СССР в позднем кайнозое. Иркутск, 1979, с. 122–126 (Материалы к V Всесоюз. симпози.; Ч. 2).
64. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. 1. 515 с.
65. Сейсмоструктурная и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья/ В.П. Солоненко, А.А. Тресков, В.М. Жилкин, Ю.А. Зорин. М.: Наука, 1968. 220 с.
66. Синютина Е.Я. О четвертичных отложениях в бассейне р. Бодайбо. — Тр. ЦНИГРИ, 1960, вып. 30, с. 58–87.
67. Солоненко В.П. Динамические явления, связанные с неотектоникой Восточной Сибири. — ДАН СССР. Нов. сер., 1950, т. 72, вып. 1, с. 109–113.
68. Солоненко В.П. Сейсмоструктурная и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Байкальский рифт. М.: Наука, 1968, с. 57–71.
69. Солоненко В.П. и др. Неотектоника и сейсмоструктурная. — В кн.: Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого–геофизические основы. Новосибирск: Наука, 1977. 303 с.
70. Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба/ С.М. Замараев, О.М. Адаменко, Г.В. Рязанов и др. М.: Наука, 1976. 134 с.
71. Троицкий С.Л. Современный антигляциализм: Критический очерк. М.: Наука, 1975. 163 с.
72. Тронов М.В. Вопросы горной гляциологии. М.: Географгиз, 1954. 276 с.
73. Тронов М.В. Ледники и климат. Л.: Гидрометеоздат, 1966. 407 с.
74. Тюлина Л.Н. О следах оледенения на северо–восточном побережье Байкала. — В кн.: Проблемы физической географии. М.: Изд–во АН СССР, 1948, т. 13, с. 77–90.
75. Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: Иностран. лит., 1963. 576 с.
76. Флоренсов Н.А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, вып. 2, с. 3–16.
77. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.: Изд–во АН СССР, 1960. 258 с.
78. Флоренсов Н.А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения. — В кн.: Байкальский рифт. М.: Наука, 1968, с. 40–56.
79. Чемяков Ю.Ф. Древнее оледенение Дальнего Востока СССР. — Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1961, вып. 42, с. 139–176.
80. Шанцер Е.В. Склоновый смыв как фактор морфогенеза и литогенеза суши. — В кн.: Генезис и литология континентальных антропогенных отложений. М.: Наука, 1966. 239 с.

81. Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. - Зап. Всесоюз. геогр. о-ва. Нов. сер., 1957. Т. 16. 337 с.
82. Шукин И.С. Общая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1964. Т. 1. 615 с.; Т. 2. 564 с.
83. Яценко А.А. Об оледенении Байкальской горной области. - В кн.: Вопросы географии. М.: 1950, т. 21.
84. Яценко А.А. Наблюдения над террасами некоторых рек Байкальской горной области. - Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1956, № 6, с. 101-108.
85. Яценко А.А. Некоторые данные о строении террас в системе рек Витим и Верхняя Ангара. - Учен. зап. МГПИ им. В.И. Ленина. 1958, т. 120а, вып. 3, с. 173-187.
86. Яценко А.А. К вопросу о синхронизации и возрастной датировке террас речных систем Байкальского нагорья. - Учен. зап. МГПИ им. В.И. Ленина. 1958, т. 120б, вып. 3, с. 187-195.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ (Д.-Д.Б. Базаров)	3
ДОКАЙНОЗОЙСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ СУБСТРАТ И ВЛИЯНИЕ ЕГО НА РЕЛЬЕФ (Р.Ц. Будаев, И.Н. Резанов)	5
ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МОРФОСТРУКТУР (И.Н. Резанов, Д.-Д.Б. Базаров)	8
Морфоструктуры горных сооружений	20
Байкальская морфоструктура и Рель-Тыйская "предгорная" ступень (Д.-Д.Б. Базаров)	20
Кичеро-Верхне-Ангарская морфоструктура (В.П. Резанова, Д.-Д.Б. Ба- заров)	26
Баргузинская морфоструктура (Р.Ц. Будаев)	37
Муйская морфоструктура (М.И. Дергаусова, И.Н. Резанов)	47
Кодарская морфоструктура (Р.Ц. Будаев, И.Н. Резанов)	65
Бабанты-Удоканская морфоструктура (Д.-Д.Б. Базаров, В.П. Реза- нова)	72
Морфоструктуры кайнозойских впадин	82
Северо-Байкальская морфоструктура (Д.-Д.Б. Базаров, Р.Ц. Будаев)	82
Верхне-Ангарская морфоструктура (Д.-Д.Б. Базаров, И.Н. Резанов, В.В. Савинова)	99
Морфоструктура Муйских впадин (А.Б. Изметханов)	118
Речные долины	132
Долина р. Верхняя Ангара (Д.-Д.Б. Базаров, В.В. Савинова)	132
Долина рек Ангаракан и Итъкит (Д.-Д.Б. Базаров)	137
Долина рек Окусекан и Муаякан (Д.-Д.Б. Базаров)	143
Долина р. Витим (Д.-Д.Б. Базаров)	146
Поверхности выравнивания и их реликты в современном рельефе (И.Н. Резанов, Д.-Д.Б. Базаров)	148
Склоновые рельефообразующие процессы в различных типах горного рельефа (И.Н. Резанов)	152
Плейстоценовое оледенение и его значение в формировании рельефа горных областей (Д.-Д.Б. Базаров)	162
Характер и возраст заложения речной сети; вопросы ее перестройки (Д.-Д.Б. Базаров, И.Н. Резанов)	176
ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА (Д.-Д.Б. Ба- заров)	181
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (Д.-Д.Б. Базаров)	190
ЛИТЕРАТУРА	193

ГЕОМОРФОЛОГИЯ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ И СТАНОВОГО НАГОРЬЯ

*Утверждено к печати
Геологическим институтом
Бурятского филиала СО АН СССР*

Редактор издательства *Д.Д. Багдатлишвили*
Художественный редактор *Т.И. Алексеева*
Технический редактор *Н.М. Бурова*
Корректоры *Н.Л. Голубцова, О.А. Разуменко*

ИБ № 21485

Подписано к печати 19.08.81. Т – 09082.
Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 12,5+0,3 вкл.
Уч.-издл. 15,3. Тираж 800 экз. Тип. зак. 449
Цена 2р. 40к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовится к выпуску следующая книга

А в а л и а н и Г.А. Марганцевые месторождения Грузии
(геология, минералогия, генезис). 2р. 25к.

Дана общая характеристика различных генетических типов марганцевых месторождений Грузии в свете новых данных, полученных за последние годы. Анализируется палеогеография времени рудонакопления, рассматриваются генетические типы Чиатурского месторождения Грузии.

Книга предназначена для геологов, минералогов, петрографов и геохимиков.

Заказы просим направлять в магазины "Книга - почтой"
"Академкнига"

2 р. 40 к.

3581