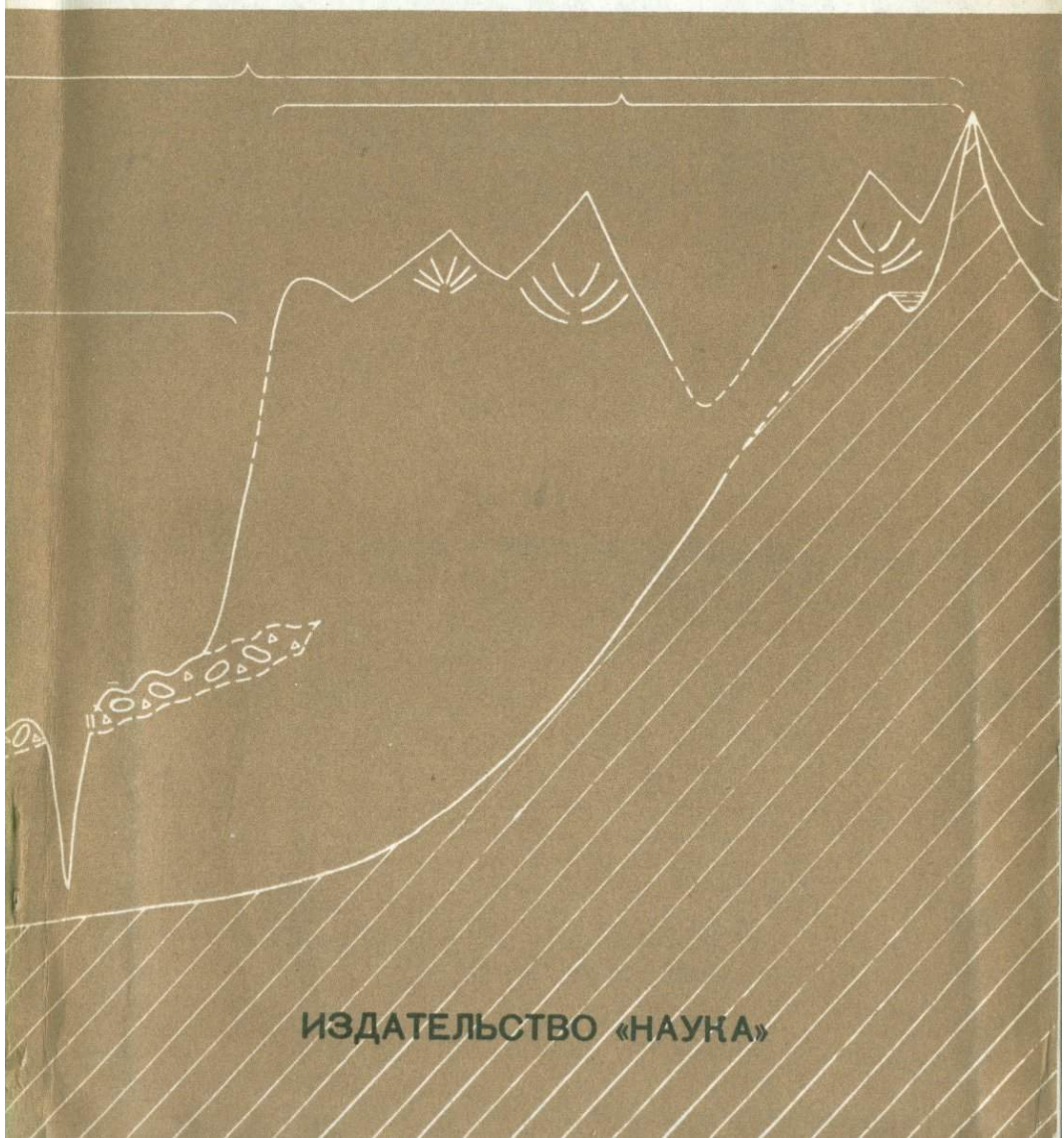


# СТРУКТУРА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПРЕДБАЙКАЛЬСКОГО ПРЕДГОРНОГО ПРОГИБА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Институт земной коры

СТРУКТУРА  
И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ  
ПРЕДБАЙКАЛЬСКОГО  
ПРЕДГОРНОГО ПРОГИБА

1428



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Москва 1976



Авторы:

С.М. ЗАМАРАЕВ, О.М. АДАМЕНКО, Г.В. РЯЗАНОВ,  
А.А. КУЛЬЧИЦКИЙ, Р.С. АДАМЕНКО, Н.М. ВИКЕНТЬЕВА

Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба.  
М., "Наука", 1976. В работе рассмотрено строение кайнозойского Предбайкальского предгорного прогиба, занимающего верхний структурный ярус в системе краевых опусканий южной части Сибирской платформы. Эта структура представляет тектонотип предгорных прогибов, почти лишенных осадков.

Описаны тектонические формы палеозойского субстрата, кайнозойские поверхности выравнивания и коррелятные им отложения в локальных впадинах, плейстоценовые педименты, глясисы, террасы. Показана значительная роль карстовых процессов в формировании седиментационных бассейнов. Проведен анализ истории колебательных движений, закономерностей размещения третичных впадин и залежей высокоглиноземистых пород. Рис. 25. Табл. 1. Библ. 74 назв.

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР

М.М. ОДИНЦОВ

## ВВЕДЕНИЕ

Предбайкальский кайнозойский предгорный прогиб привлекает внимание тем, что занимает в новейшей структуре Восточной Сибири весьма заметное место. Изучение этого прогиба, пространственно и генетически сопряженного с Байкальским сводовым поднятием, способствует и более углубленному пониманию характера развития рифтовых впадин, становление которых происходило одновременно с ним.

В Предбайкальском прогибе сконцентрирован ряд месторождений и проявлений высококачественных глин с различным целевым назначением, бурых углей и, как выяснилось в последние годы, высокоглиноземистого сырья. Развернутые здесь поиски бокситов дали новый материал о строении и развитии прогиба, связи его с кайнозойской структурой Байкальской складчатой области и Сибирской платформы.

Предбайкальский прогиб привлекал внимание исследователей и ранее. В частности, ценная сводка по геологии кайнозойских отложений Прибайкалья была дана Н.А. Логачевым, Т.К. Ломоносовой и В.М. Климановой (1964). Большой вклад в разработку стратиграфической схемы кайнозойских отложений Прибайкалья внесли Г.Г. Литвинцев, Г.И. Таранова и другие исследователи, опиравшиеся на материалы бурения. Но особенно интенсивно эта территория стала изучаться с конца 60-х годов в связи с находками бокситов и высокоглиноземистых пород сотрудниками Иркутского геологического управления (Рыбаков и др., 1971). Здесь проведены геолого-поисковые, буровые и геофизические работы, выполнен большой объем аналитических исследований пород.

С 1970 по 1973 г. в исследованиях прибайкальской окраины Сибирской платформы принимали участие сотрудники Института земной коры СО АН СССР. Докайнозойская структура, общие черты строения и истории развития Предбайкальского предгорного прогиба, соотношения древних и новейших структурных форм изучались сотрудниками лаборатории тектоники С.М. Замараевым, Г.В. Рязановым, Н.М. Викентьевой. Поверхности выравнивания, коррелятные осадки и биостратиграфия плиоцен-четвертичных образований были изучены сотрудниками лаборатории геоморфологии и неотектоники О.М. Адаменко, А.А. Кульчицким, Р.С. Адаменко. Результаты этих работ и положены в основу монографии. Помимо этого широко использовались материалы более ранних исследований, в частности результаты буре-

ния на нефть, уголь, глины. Широко привлекались также данные геологов и геофизиков, работавших над поставленной проблемой одновременно с авторами.

Авторы глубоко признательны геологам Иркутского геологического управления В.Г. Рыбакову, А.Н. Потороченко, А.К. Путьмакову, М.А. Кулакову, Л.Я. Буровикову, В.И. Устинову и другим, а также сотрудникам Института земной коры С.Ф. Павлову, С.А. Кашику, Т.К. Ломоносовой, В.М. Климановой и другим, любезно разрешившим ознакомиться с их материалами.

Авторы благодарят также сотрудников Института земной коры Л.К. Скрыльник, С.Е. Панютина, Н.В. Тирских, принявших участие в проведении экспедиционных работ, Б.Ф. Перлович, осуществившую литературную редакцию монографии.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ДОКАЙНОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ

Положение Предбайкальского предгорного прогиба в древней структуре юга Восточной Сибири вполне определено — он занимает верхний структурный ярус Прибайкальской краевой системы Сибирской платформы, представленной рядом разновозрастных прогибов, тяготеющих к краю платформы и, что следует подчеркнуть, расположенных на тектонически гомогенном платформенном основании. Каждый из этих прогибов был сформирован в течение одного или нескольких тектонических циклов (Замараев, 1967).

Становление краевой системы Прибайкалья началось в раннем протерозое, когда был создан узкий пришовный Иликтинско-Окунайский прогиб. В среднем и позднем протерозое здесь развивался Байкало-Патомский прогиб. В течение каледонского цикла на Прибайкальской окраине Сибирской платформы был сформирован Ангаро-Ленский краевой прогиб, занявший более обширную территорию, чем протерозойские пришовные прогибы. Начиная с мезозоя седиментация была здесь сугубо локальной, и только в кайнозое она распространилась на более обширные площади. Эти прогибы ярусно наложены один на другой, благодаря чему образуют парагенез разновозрастных структур — краевую систему.

Характер прогибов краевой системы с течением времени эволюционировал. В раннем протерозое развивался относительно узкий пришовный прогиб с формациями эвгеосинклинального типа, затем в среднем — позднем протерозое — морфологически сходный прогиб, но уже с формациями миогеосинклинального типа. Ангаро-Ленский краевой прогиб, формировавшийся в течение каледонского цикла, заполнен формациями, присущими этому типу структур (Замараев, 1967). Кайнозойский Предбайкальский предгорный прогиб венчает этот вертикальный ряд структур; он заполнен переотложенными корами выветривания и молассоидами.

Важная особенность прогибов краевой системы состояла в том, что они всегда выступали в роли компенсационных по отношению к краевым геоантиклинальным поднятиям геосинклинальной области (ранний протерозой — ранний палеозой) или горным сооружениям (поздний палеозой — кайнозой), сопряженным с ними с востока. Сопряжение происходило обычно по зоне глубинного разлома — краевого шва Сибирской платформы. Компенсационным по отношению к

Байкальской горной области – одной из крупнейших кайнозойских морфоструктур Сибири – является и Предбайкальский предгорный прогиб.

Прогибы краевой системы всегда опускались более интенсивно и по сравнению с плитой Сибирской платформы, а в эпоху восходящих движений последней, установившуюся после сидура, отставали в поднятии и были местными базисами эрозии и, следовательно, седиментационными бассейнами. Благодаря этому в них, в отличие от Байкальского нагорья и плиты платформы, создавались предпосылки для сохранения кор выветривания *in situ* и в перетолженном состоянии.

В связи с тем, что Предбайкальский предгорный прогиб начал формироваться с позднего мезозоя, необходимо охарактеризовать в общих чертах его юрскую историю. Юрский предгорный прогиб простирается от Иркутского Присаянья до широты села Баяндай. В районе Иркутска прогиб особенно обширен, так как он сливается здесь с Предсаянским предгорным прогибом. Границу между ними можно провести условно по междуречью Бедея и Китой. В районе пос. Усть-Орда ширина прогиба уменьшается до 60–80 км. На широте села Баяндай юрские отложения занимают уже не обширные поля, а прослеживаются в виде отдельных узких языков, приуроченных к синклинальным прогибам. Общая протяженность юрского Предбайкальского предгорного прогиба не превышает 150 км.

Предбайкальский прогиб выполнен угленосными молассоидами. Их мощность достигает 500–600 м на юго-западе прогиба (район Иркутска) и не превышает 300 м в северо-восточной центриклинали прогиба (верхнее течение р. Куда). В истоке р. Ангары в разрезе юрских отложений преобладают конгломераты, слагающие базальную фацию (большереченская) мощностью 200–250 м (Деев, 1962), в средней части разреза равное место занимают песчаники и конгломераты, а в верхней части, имеющей мощность до 100 м, преобладают песчаники, переслоенные алевролитами, аргиллитами и углями. Юрские отложения района Усть-Орда – Баяндай более мелкообломочны. В их разрезе преобладают аркозовые песчаники, также переслоенные алевролитами и аргиллитами. Венчается разрез кудинской толщей песчаников и конгломератов, суммарная мощность которых около 100 м (Деев, 1962).

### СКЛАДЧАТЫЕ И РАЗРЫВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

Кайнозойский Предбайкальский прогиб в большей своей части наложен на Ангаро-Ленский раннепалеозойский прогиб и только его южная центриклинал накладывается на ранне-среднеюрский предгорный прогиб.

Ко времени заложения кайнозойского прогиба осадочный покров был дислоцирован по крайней мере дважды – в предюрское время и в юре. Каждый раз за складчатостью следовала глубокая денудация, приводившая к тому, что на мел-палеогеновой выровненной поверхности обнажались различные свиты нижнего палеозоя и юры.

Палеозойский чехол восточной части Ангаро-Ленского краевого прогиба смят в различные по размерам и морфологии складчатые структуры. Наиболее крупные из них – валы и прогибы, а наиболее мелкие, осложняющие их структурные формы, – частные антиклинали и синклинали.

Анализ морфологии структурных форм и их расположения дает возможность выделить здесь три зоны складок: Верхне-Ленскую, Киренгскую и Жигалово-Тулуктумурскую (рис. 1). Хотя в каждой зоне пространственное распределение складчатых структур подчинено своим закономерностям, складчатые дислокации Верхне-Ленской и Киренгской зон во многом сходны. Эти зоны сливаются воедино в районе дер. Карам и р. Улькан, где образуют в плане тупой угол, равный  $130^{\circ}$ . Здесь происходит изгибание осей структур с переходом от северо-восточного простирания к северному. Складчатые структуры при переходе из одной зоны в другую приобретают кулисообразное расположение. При этом усиливается интенсивность смятия пород и соответственно повышается степень сложности складок разрывами.

В бассейнах рек Чикан и Ханда южная и северная зоны пространственно разобщены вторгшимися на северо-восток складчатыми структурами Жигалово-Тулуктумурской зоны, ориентированными под углом к краю платформы. В общем складчатые структуры простираются субпараллельно краю платформы, повторяя ее изгибы, и лишь в районе сочленения зон образуют с ним острый угол до  $20^{\circ}$ , открытый на юго-восток.

Верхне-Ленская зона охватывает верховья рек Лены, Киренги, Куды и протягивается от пос. Усть-Орда до верховьев р. Киренги на 300 км (рис. 1). В направлении от края платформы к западу напряженность складчатости ослабляется и происходит смена полной складчатости промежуточной. В восточной части зоны развиты сложные линейные структурные формы, нередко узкие и гребневидные. При удалении от края платформы они сменяются структурами коробчатого типа. В целом для рассматриваемой зоны характерно закономерное изменение волновых параметров. Длина структур составляет обычно 150–200 или даже 300 км, ширина – 10–30 км, а коэффициент линейности равен 15–18. По мере удаления от края платформы их ширина возрастает до 30 км, соответственно уменьшается коэффициент линейности до 8 и даже до 5. В такой же последовательности изменяется амплитуда: у структур, тяготеющих к краю платформы, она достигает 1000 м и более, а по мере продвижения к западу не превышает первых сотен метров.

Итак, при удалении от границы платформы структуры, не теряя присущей им линейности и большой протяженности, становятся шире, положе; углы на крыльях уменьшаются от  $20$ – $10^{\circ}$  до нескольких минут. Наблюдается асимметрия – северо-западные крылья валов часто более крутые, чем юго-восточные.

Анализируя структурный рисунок зоны, нельзя не отметить, что валы и прогибы Верхне-Ленской зоны на протяжении сотен километров

ориентированы субпараллельно краю платформы. Многие из них образуются путем слияния двух или более отдельных складок. Такое строение имеют, например, Нуха-Нурский и Самодурово-Вяткинский прогибы и Ахинский вал. Всего в зоне насчитывается восемь крупных валов, разделенных соизмеримыми с ними прогибами, причем отмечается кулисообразное расположение тех и других. На юге отчетливо картируются Мельзанский, Божеханский, Ахинский и Верхоленский валы и сопряженные с ними Тургеневский, Хара-Нурский и Верхне-Илгинский прогибы. Параллельность осевых линий валов и прогибов несколько нарушается в местах замыкания, где либо отмечается сближение, либо расхождение их осей. На севере зоны количество структур несколько увеличивается; появляются Тактаканский, Тонгодинский, Колсахайско-Тонгодинский, Юхтинский прогибы и Чемборчанский, Ковылейский, Качугский и Уянский валы. Северные окончания Верхне-Ленского, Ахинского валов и Верхне-Илгинского прогиба в плане раздвинуты и между ними расположены Тактаканский и Тонгодинский прогибы, Уянский и Качугский валы. Отклонение осей Тонгодинского прогиба и Чемборчанского вала происходит из-за расположенного между ними Ковылейского вала и Колсахайско-Тонгодинского прогиба.

Зеркало складчатости зоны везде полого наклонено в сторону платформы. По отношению высоты складчатых структур к их ширине, равному 0,1-0,09, они относятся к плоским пологим формам.

Киренгская зона охватывает Лено-Киренгское междуречье и ограничивается с востока краем платформы, а с запада - долинами рек Орленги и Таюры. На юге она сочленяется с Верхне-Ленской зоной в районе дер. Карам и р. Улькан, а на севере уходит за пределы рассматриваемой территории. Протяженность зоны составляет 200 км, ширина - 120-130 км. Для зоны характерна ориентировка складчатых структур в субмеридиональном направлении. Как и в предыдущей зоне, они здесь имеют ярко выраженную линейность и большую протяженность, но напряженность и интенсивность здесь несколько выше. В зоне насчитывается семь валов и восемь прогибов. Их длина составляет 60-160 км, ширина несколько больше, чем в Верхне-Ленской зоне.

Вдоль границы платформы протягивается предгорьцовый глубокий Ульканский прогиб. К западу от него располагается группа тесно сближенных валов и прогибов (Фабкакунский, северная часть Муриньинского, Новоселовский, Шарборский и Верхне-Хакинский валы). Длины волн поперек гребня этих валов составляют 8-10 км при протяженности 60-90 км. Коэффициент линейности для этой серии валов равен 4-8. Узкий профиль и малая относительная амплитуда, равная обычно 100 м и редко достигающая 500 м, придает валам плоскую пологую форму; отношение амплитуды к ширине структур мало и составляет 0,05-0,01. Структуры этой группы испытывают виргацию, сохраняя общую параллельность. Южные периклинальные окончания их нередко подходят вплотную друг к другу или к соседним валам. Разделяющие прогибы усложняются разломами, значительно увеличивающими амплитуду складок. Крайний в этой груп-

пе - Приленский вал, который отличается от соседних валов большой протяженностью, шириной (до 28 км) и амплитудой 700-1000 м. Западнее его располагаются широкие пологие валы и прогибы с плоскими днищами с углами падения крыльев, измеряемыми 1-2°. Длина валов (в пределах исследованной территории) - 160-180 км, ширина - 20 км; коэффициент линейности - 9, а отношение высоты и ширины - 0,01 - 0,025.

Зеркало складчатости, при общем понижении его в глубь платформы, испытывает некоторую ступенчатость. От края платформы, в районе Ульяновского прогиба, оно значительно погружается, затем высоко воздымается в районе группы сблизженных валов и далее его уровень вновь понижается.

Жигалово-Тулуктумурская зона охватывает бассейн р. Чикан и широтный отрезок р. Ханды, от устья р. Нотай до дер. Карам. В нее включены Жигаловский, Хандинско-Тулуктумурский, Карамский и Нотайский валы, Пономаревский и Чавидинский прогибы. Зона характеризуется сочетанием складчатых структур двух простираний, почти перпендикулярных друг другу (северо-восточным и северо-западным), и изолированным характером складчатости. Для структурных форм северо-восточного простирания типична кулидность и линейность. Вторгаясь в Казачинскую зону, они оказывают влияние на простирание ее складок, "прижимая" их оси к краю платформы. Длина основных структур рассматриваемой зоны - более 20 км (Карамский вал), ширина - 13-18 км, амплитуда - 700-900 м. Коэффициент линейности изменяется в пределах 1-4, а отношение высоты к ширине равно 0,04-0,06.

Дислокации северо-западного простирания менее распространены, они как бы вторгаются в общий план деформации, образуя почти прямой угол с осями структур Жигалово-Тулуктумурской и Верхне-Ленской ориентировки. Размеры их относительно невелики: длина - 20-35 км, ширина - 10-14 км, амплитуда - до 300 м. Коэффициент линейности равен 2, что приближает их к брахискладкам, а отношение высоты к ширине - 0,02-0,03.

Интересна закономерность распределения разрывных нарушений по названным зонам складок. На большей части территории Верхне-Ленской зоны деформации не достигли предела прочности пород. Дислокативным нарушениям подвержен осадочный чехол в ее северной части, где, как правило, разрывы ориентированы вдоль и поперек простирания складчатых структур. В Казачинской зоне интенсивность разрывообразования несколько выше. Здесь отмечаются не только поперечные и продольные, но и диагональные разрывы. Широкое развитие нарушения сплошности пород получили там, где осадочный чехол испытал наиболее интенсивные напряжения - на участке слияния трех вышеописанных зон. Продольные разрывы относятся к типу взбросов и взбросо-надвигов и характеризуются большой протяженностью. Продольные разрывы сбросового типа встречаются как исключение и, вероятно, связаны с оседанием надсолевых толщ в результате процессов карстообразования.

Система поперечных разрывов, имеющих меньшую протяженность, представлена обычно сбросами, либо взбросами со сдвиговой составляющей. Сдвиги свидетельствуют о проявлении сил, действовавших в горизонтальном направлении. Целая серия разломов разделяет на отдельные глыбы территорию переходной области, образуя горсты и грабены. К таким структурам относятся односторонний горст, осложняющий свод Муриньинского вала, грабены в Верхне-Муриньинском и на южном замыкании Ульканского прогибов. Приподнятый в виде горста свод Жигаловского вала образован сочетанием продольных взбросов и осложнен несколькими поперечными сбросами.

Продольные разрывы типа взбросов и взбросо-надвигов сформированы в заключительную стадию складкообразования. Их появление вполне закономерно после превышения предела пластичности пород, подвергшихся горизонтальному сжатию. Структуры растяжения - грабены - скорее всего являются экзогенными и более молодыми, возможно мезозой-кайнозойскими.

Обширную территорию занимает Верхне-Ленская зона складок, образованная серией валов и прогибов. О ее строении можно судить помимо прилагаемой карты на примерах отдельных структур.

Тургеневский прогиб (см. рис. 1, XLII)<sup>1</sup> на исследованной территории представлен только северной центриклиналью длиной в 80 км и шириной 12 км. Он простирается вдоль долины р. Мури на северо-восток 40-50°. Шарнир прогиба испытывает небольшую ундуляцию, за счет чего осложнен антиклинальным изгибом. Прогиб асимметричен: северо-западное крыло наклонено под углом 2-3°, юго-восточное крыло более крутое - от 6 до 9°. Амплитуда прогиба изменяется от 300 до 600 м.

Мельзанский вал (XLI) простирается по азимуту 45° на северо-восток от южной границы региона к дер. Баяндай и имеет длину около 100 км. На юге вал симметричный с широкими пологими крыльями. В месте сближения осей сопряженных с ним прогибов он несколько меняет свои очертания: замок становится более выпуклым, крылья круче, а ширина вала сокращается до 5 км. Максимальная амплитуда вала - 600 м.

Нуха-Нурский (XLб) и Самодурово-Вяткинский (XLа) прогибы протягиваются на 300 км от пос. Усть-Орда на юге по азимуту 40-50° на северо-восток, резко изменяя ориентировку только в верховьях р. Лены. Ширина прогибов почти на всем протяжении составляет 12-15 км, амплитуда на юге до 600 м, а к северо-востоку возрастает до 1000 м. У пос. Усть-Орда ось Нуха-Нурского прогиба испытывает виргацию. Северо-западное крыло его наклонено под углом 6°. По простирацию симметрия восстанавливается, шарнир полого погружается. Самодурово-Вяткинский прогиб имеет широкое дно и более крутые крылья. Шарнир его ундулирует, заметно выполаживаясь в

<sup>1</sup> Здесь и далее римскими цифрами обозначены номера структурных форм на рис. 1.

северной части, а осевая поверхность наклонена в сторону более пологого северо-западного крыла.

Божеханский вал (XXXIX) соизмерим по протяженности с вышеописанными прогибами и трассируется на 300 км от пос. Усть-Орда, затухая в верховьях рек Лены и Киренги. Простирается восточнее — 40–50° на северо-восток. Ширина его обычно не превышает 12 км, а в северной оконечности — до 6 км. Наклон крыльев вала от 5 до 18°, шарнир его довольно часто ундулирует. В районе пос. Усть-Орда вал симметричный, но по мере продвижения на северо-восток становится асимметричным. Так, в районе деревень Муромцевка и Харбатово северо-западное крыло становится круче (18°) юго-восточного (6°). Облик вала меняется в северной периклинальной части. Здесь отмечается не только его сужение, но и частая ундуляция шарнира, угол погружения которого составляет менее 1°, а также небольшая амплитуда (до 300 м). Наибольшая амплитуда (1000 м) наблюдается в районе дер. Манзурки. В северной части вал пересечен поперечными разломами, в результате этого его ось несколько смещается на северо-запад и увеличивается воздымание шарнира.

Хара-Нурский прогиб (XXXVI) протягивается от верховьев р. Куды, где он сопряжен с Божеханским валом, и имеет простираение на северо-восток 50°. В междуречье Манзурка-Лена его шарнир отклоняется к северу (20° СВ) и на замыкании подставляются Чемборчанский вал (XXXVII) и Юхтинский прогиб (XXXVIII). Шарнир Хара-Нурского прогиба слабо волнистый, угол воздымания его не превышает 1–1,5°, в результате чего образуется ряд мульд, разделенных перемычками. Размеры прогиба по длинной оси составляют 170 км, по короткой — 1–3 км. Прогиб осложнен рядом кулисно расположенных синклиналей. Наименьшая амплитуда опускания (100 м) отмечается в верховьях р. Куды, наибольшая — у пос. Байша (1200 м).

Чемборчанский вал (XXXVII) начинается от правобережья р. Лены, выше устья р. Анги и протягивается в верховья р. Киренги по азимуту 45–50° на северо-восток. Длина его — около 220 км, ширина на юге — 5–6 км, на севере — до 20 км, амплитуда — 1100 м. Свод и юго-восточное крыло вала, а также сопряженный с ним Юхтинский прогиб разбиты системой разломов на блоки. В блоках оси вала и прогиба тесно сближаются.

Юхтинский прогиб (XXXVIII) имеет длину 60 км и ширину до 10 км. В южной части он сближается с Чемборчанским, а в северной с Божеханским валами. В верховьях р. Анга, там, где прогиб осложнен разрывами, ограничивающими блоки, ось его сдвинута к северо-западу. В отдельных мульдах отмечены небольшие продольные разрывы. Амплитуда прогиба изменяется от 300 до 800 м.

Ахинский вал (XXXV) простирается по азимуту 45° на северо-восток от верховьев р. Куды до низовьев р. Манзурка на 150 км при ширине 13–16 км. Вал осложнен кулисно сочлененными антиклиналями и представляет собой пологую структуру с наклоном крыльев не более 1°. Шарнир почти горизонтальный; его погружение (до 2°) на-

блюдается на периклиналях вала. При сближении с сопряженными прогибами пологая широкая форма вала меняется; он становится более узким (ширина до 4 км), а углы на крыльях возрастают до 2–3°.

Верхне-Илгинский прогиб (XXX) прослежен по азимуту 30–50° на северо-восток на 200 км от истоков рек Ида, Илга и Куленга до верховьев р. Шона. В северной части он разворачивается на северо-восток под углом 60–70°. Прогиб по простиранию переменнo асимметричный со слабо волнистым шарниром. Его ширина достигает 20 км. В северной центриклинали прогиб становится узким (до 5 км), как бы зажатым с двух сторон Качутским и Уянским валами. Амплитуда прогиба – 200–300 м.

Качутский вал (XXXI) прослеживается от пос. Качут на северо-восток по азимуту 50–60° в верховье р. Шона. Протяженность его – 100 км, ширина – 7–10 км. На северном замыкании вал рассечен поперечным разрывом; северный блок при этом приподнят, а крылья и свод осложнены складками более высокого порядка. К северу от сброса амплитуда вала возрастает от 300 до 500 м.

Тонгодинский прогиб (XXXII) фиксируется от стрелки рек Лены и Манзурки, по водоразделу Большой и Малой Анги до устья р. Тонгоды. Длина прогиба – 180 км; ширина его непостоянна: на юге от 9 до 15 км, на севере не более 6 км. Юго-восточное крыло вала более крутое. В его средней части два поперечных разрыва образуют блок, в котором днище поднято на 100–200 м. Амплитуда прогиба возрастает с юга на север от 300 до 1000 м.

Верхоленский вал (XXVII) картируется на 220 км от верховьев рек Ида и Илга на водораздел рек Нотай и Тутура. Его ось испытывает ряд азимутальных изгибов. Вал пологий широкий (12–15 км) и осложнен складками более высоких порядков с углами падения крыльев до 1°. Амплитуда его – 200–300 м. В северном замыкании вал ограничен поперечным разломом.

Тактаканский прогиб (XXVIII) прослеживается на 90 км от верховий р. Тутура в долину р. Киренги по азимуту 40° на северо-восток. Юго-восточное крыло прогиба несколько круче и осложнено поперечным разрывом с горизонтальным смещением в 300 м.

Уянский вал (XXIX) протягивается от устья р. Тонгода, вдоль долины р. Киренга до верховьев р. Шона по азимуту 50° на северо-восток на 140 км при ширине в средней части 12 км, а на периклиналях – 4–5 км. Северная периклинали вала под острым углом прицеленяется к Муриньинскому валу и осложнена разломами, а южнее, наоборот, Муриньинский вал сочленяется с Уянским. Уянский вал на всем протяжении осложнен продольными и поперечными разломами. Самый крупный из них, длиной в 32 км, осложняет свод и северо-западное крыло. Амплитуда на краевых частях вала – 100 м, а в центральной – до 900 м.

Ковылейский вал (XXXIII) имеет в плане несколько изогнутую форму. Его северная часть разбита серией продольных и поперечных разрывов. Наибольший из продольных блоков тяготеет к северо-западному крылу и протягивается через весь вал. Длина вала дости-

гает 40 км, ширина - 4-5 км, амплитуда - 1000 м. С юго-востока его обрамляет Колсахайско-Тонгодинский прогиб (XXXIV) протяженностью 60 км, шириной - 6 км, амплитудой - 1000-1100 м.

Вдоль восточного края платформы, пересекая притоки р. Киренги, располагается глубокий Ульканский прогиб (XV). Он фиксируется по изолированным выходам пород верхнего кембрия и ордовика среди поля четвертичных отложений, имеет в целом меридиональное простирание, лишь в средней части склоняясь к азимуту  $340^{\circ}$  на северо-запад. На южной периклинали его простирание становится субширотным. На всем протяжении прогиб осложнен разломами меридионального, широтного и северо-восточного простираний. Его ширина - 13-18 км, амплитуда - от 1300-2000 м.

Фабкаунский вал (XVIII) и Магджекский прогиб (XVII) имеют в плане форму сигмоиды. Они трассируются от среднего течения р. Улькан до пос. Тарасово, имея субмеридиональное простирание, сменяющееся затем на северо-восточное  $20^{\circ}$ . Ширина вала - до 12 км, прогиба - около 5 км. Восточное крыло вала переходит в крыло Ульканского прогиба. Амплитуда вала равна 1700 м, а прогиба - 500 м.

Муриньинский вал (XVI) протягивается по водоразделу рек Киренга-Улькан, меняя свое простирание от  $40^{\circ}$  на северо-восток до  $340^{\circ}$  на северо-запад и имеет длину около 150 км при ширине 6-8 км. На юге он примыкает к Уянскому валу, образуя с ним острый угол. Южная часть Муриньинского вала разбита серией продольных и поперечных разрывов, придающих ему вид горста. Наклон крыльев вала - до  $25^{\circ}$ , причем западное крыло круче восточного. Амплитуда его на юге составляет 1300-1500 м, на севере - 600-700 м.

Верхне-Муриньинский прогиб (XIX) заключен между сходящимися в плане Муриньинским и Уянским валами. Ось его протягивается на 60 км по азимуту  $5-15^{\circ}$  на северо-восток, затем постепенно склоняется к азимуту  $55^{\circ}$  на северо-восток. Размах крыльев - 12 км, углы наклона их измеряются в минутах. Амплитуда прогиба - от 1000 до 1300 м.

Береино-Балдаханский прогиб (XIII) субмеридионального простирания прослеживается на 140 км, при ширине 3 км. Прогиб в ядре осложнен двумя сходящимися разломами. Амплитуда в южной половине прогиба составляет 800 м, в северной - 100 м.

Новоселовский (XIV), Шараборский (XII) и Верхне-Хакинский (X) валы и Усть-Окунайский (XI) и Осино-Кутулакский (IX) прогибы имеют общие черты строения. Для них характерно сближение осей, общее без отклонений субмеридиональное простирание, резкое преобладание длины (90-100 км) над шириной (2-4 км).

Приленский вал (VIII) на исследованной территории прослеживается на 160 км при ширине 12 км по водоразделу рек Киренга и Ханда. Вал ориентирован по азимуту  $10-20^{\circ}$  на северо-северо-восток и только в южной части отклонен на северо-запад  $320^{\circ}$ . Его западное крыло крутое (до  $12^{\circ}$ ), осложнено протяженным разломом с вертикальными смещениями до 500 м, а восточное пологое. Осевая поверхность вала наклонена на запад, амплитуда - до 1000 м.

Мариктинский прогиб (VIIa) заходит на рассматриваемую территорию южной центриклиналью и прослеживается на 60 км к югу от верховьев р. Ния. Он имеет широкую и плоскую форму, с очень пологими крыльями, размах которых достигает 10 км, с амплитудой около 400 м.

Мечикский прогиб (VIIб) занимает водораздел р. Ханда и левых притоков р. Киренга. Имея меридиональное простирание на значительном расстоянии (90 км) и ширину 10–15 км, он только на юге отклоняется к юго-западу, ориентируясь параллельно Хандинско-Тулуктумурскому валу. В месте разворота ядро прогиба расширяется, а восточное крыло осложняется двумя расходящимися от ядра разломами. Прогиб – симметричный, с плоским дном, углы наклона крыльев составляют доли градуса, амплитуда – 400–1000 м.

Криволучский вал (IVa) представлен на исследованной территории южной периклиналью. Он ориентирован меридионально и лишь на замыкании отклоняется к юго-западу. Западное крыло более крутое и осложнено продольным разрывом. Размах крыльев вала – 8 км, амплитуда – 400 м.

Хандинский вал (IVб) протягивается на 110 км вдоль долины р. Ханда. Он имеет ширину 5–14 км, простирание  $0-20^{\circ}$  на северо-северо-восток. В северной периклинали шарнир вала погружается и отклоняется по азимуту  $40^{\circ}$  на северо-восток. Крылья пологие (не более  $4^{\circ}$ ), на юге западное крыло нарушено продольными сбросами, отделяющими его от периклинали Жигаловского вала. Амплитуда – 400–500 м.

Бильбинский прогиб (IIIa) протягивается от верховьев р. Ния в верховья р. Таюра. Длина его на рассматриваемой территории – 100 км, ширина – 8–13 км, шарнир волнистый. В целом вал имеет субмеридиональное простирание, но на юге образует резкий сигмоидный изгиб и пересекается диагональным разломом. Крылья прогиба пологие, чаще симметричные. Амплитуда – от 100 до 400 м.

Бурунгино-Береинский прогиб (IIIб) отличается сменой простирания. В южной части, занимая водораздел рек Чикан и Орленга, он протягивается по азимуту  $60-70^{\circ}$  на северо-восток. У истоков р. Чикан его ось изгибается и на водоразделе рек Орленга и Ханда он имеет северное простирание. Неполная длина прогиба – около 100 км, ширина – 8–10 км. Шарнир прогиба в районе смены простирания образует седловину, а на меридиональном отрезке его ядро и западное крыло осложнены двумя продольными разломами, по которым наблюдается смещение блоков и нарушается симметрия структуры; амплитуда прогиба – от 300 м на севере до 800 м на юге.

Марковский вал (IIIa) заходит на исследованную территорию на 100 км при ширине 7–10 км. К югу свод вала выполаживается, очертания становятся расплывчатыми. Амплитуда вала – до 200 м.

Орленгский вал (IIIб) фиксируется в верховьях р. Орленга. На южном отрезке он меняет субмеридиональное простирание на субширотное ( $СВ 70^{\circ}$ ). Шарнир вала часто ундулирует, угол погружения

шарнира измеряется минутами. Вдоль юго-восточного крыла на юге и вдоль восточного крыла на северной периклинали вала закартированы разрывы с вертикальной и горизонтальной составляющими смещения. Амплитуда вала - 300-500 м.

Нийский прогиб (I) прослеживается в северной части территории на 40 км при ширине 10 км и имеет меридиональное простирание; амплитуда - до 200 м.

Жигаловский вал (V) располагается по правобережью р. Чикан и ориентирован по азимуту 60-75° на северо-восток, склоняясь в северной части к азимуту 30°. Его длина в пределах рассматриваемой территории - 70 км, ширина - 6-8 км, амплитуда - до 700-800 м. Вал на всем протяжении разбит серией продольных и поперечных разломов. На западе его крылья осложнены двумя продольными разрывами, по которым свод вала приподнят в виде наклонного на северо-запад горста. Северное крыло вала значительно опущено и осложнено узкой антиклинальной складкой, несколько поперечных разрывов раскалывают свод вала на ряд блоков. На северо-восточной периклинали вала, водоразделе рек Чикан и Ханда шарнир его резко погружается.

Пономаревский прогиб (VI) протягивается вдоль южного крыла Жигаловского вала. Его длина - 60 км, ширина - 9-13 км, амплитуда - 200-700 м.

Хандинско-Тулуктумурский вал (XXIV) пересекает долину р. Ханда по азимуту 50-55° на северо-восток. Его длина - 60 км, ширина - 10 км, амплитуда - до 900 м. Северная периклинал вала торово сочленяется с Приленским валом.

Карамо-Хандинский прогиб (XXV) ориентирован по азимуту 35-55° на северо-восток и почти под прямым углом примыкает к Приленскому валу. Протяженность его - 60 км, ширина - 18-30 км, амплитуда относительно соседних валов составляет 700-1600 м. Прогиб разделен Карамским валом на две части.

Карамский (XXVI) и Нотайский (XXIII) валы имеют небольшие размеры - длину 16-20 км, ширину 5-10 км и амплитуду 500-800 м.

Чавидинский прогиб (XXII) имеет северо-западное простирание и сливается с Пономаревским прогибом, причленяясь к нему под прямым углом. В плане он имеет форму эллипса, широкое, плоское днище, длину 35 км, ширину 14 км, амплитуду до 300 км.

### ТРЕЩИНОВАТОСТЬ

В становлении кайнозойских впадин Прибайкалья наряду с пликативными дислокациями определенную роль сыграли разрывные нарушения палеозойского субстрата, повлиявшие в различной степени на места заложения седиментационных бассейнов, их очертания, на проявление эрозионно-денудационных, в том числе карстовых, процессов. Поэтому вначале целесообразно привести сведения по трещиноватости

докайнозойского субстрата. Данные по трещиноватости, кроме того, важны для понимания механизма формирования складок.

В каждом из изученных обнажений выяснились основные системы трещин, их ориентировка в пространстве и относительно пластов. При камеральной обработке все трещины вынесены на стереографическую сетку Вульфа и приведены относительно пласта, имеющего простирание на север и лежащего горизонтально.

Такие построения диктуются необходимостью выявления всех систем трещин на складчатых структурах, степени их появления на различных стадиях складкообразования. Сводные диаграммы построены отдельно для карбонатных пород нижнего — среднего кембрия, чаще всего залегающих в ядрах антиклиналей, и для терригенных песчано-глинистых образований среднего — верхнего кембрия и ордовика.

Л.Д. Кноринг (1969) выделил до 12 систем трещин на элементарной складке. На сводной диаграмме (рис. 2, а) показана их ориентировка. При этом принято, что азимуты простирания и углы падения варьируют в пределах  $20^{\circ}$ .

Трещиноватость в кембрийско-ордовикской терригенной толще, выполняющей крупные прогибы, имеет свои специфические черты, зависящие, видимо, от литологического состава и сравнительно небольшой степени дислоцированности. На участках, где залегание пород близкое к горизонтальному, отчетливо проявлены две системы трещин — продольная и поперечная простиранию слоев, одновременно перпендикулярные к плоскостям напластования (рис. 2, а, системы I, II). Такие системы наблюдаются во всех слоях, но имеют различную густоту, зависящую от мощности слоя и его состава. В целом в верхоленской и илгинской свитах, состоящих из частого чередования пород различного состава (мергелей, аргиллитов, алевролитов, песчаников), наибольшая густота трещин приурочена к тонким прослоям, и расстояние между трещинами составляет около половины мощности слоя. При значительной мощности однородных по составу слоев, расстояния между трещинами увеличиваются до нескольких метров. Такие трещины имеют ровные притертые стенки, по которым иногда можно наблюдать борозды скольжения. На сводной диаграмме (рис. 2, в) видно, что трещины этих систем преобладают.

Другие системы трещин имеют явно подчиненное значение и не образуют максимумов. Большая часть из них может быть сопоставлена или с системами трещин, перпендикулярных к слою, но диагональных к простиранию или диагональных наклонных. Их появление, хотя они и имеют подчиненное значение, вполне объяснимо при более или менее значительных изгибах пластов.

Трещиноватость в карбонатной ниже-среднекембрийской толще имеет свои специфические черты, также обусловленные литологическим составом, мощностями слоев и более высокой степенью дислоцированности. В бельской свите, представленной частым чередованием известняков, глинистых и известковых доломитов, трещиноватость хорошо развита только в крепких известняках, мощность которых составляет от нескольких десятков сантиметров до 1,5–2 м. В массив-

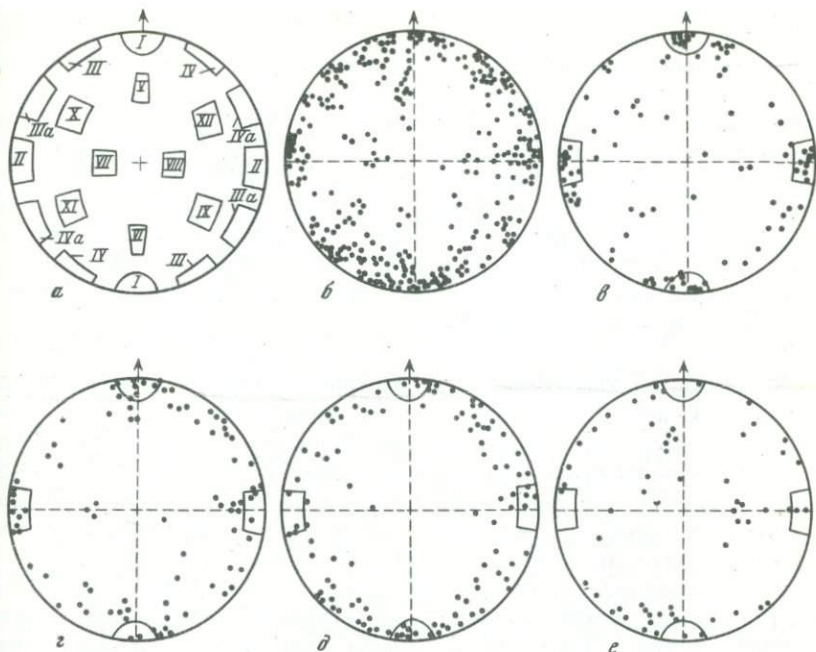
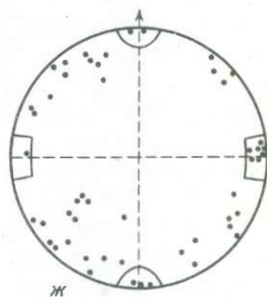


Рис. 2. Диаграммы трещиноватости палеозойских отложений Прибайкальской окраины Сибирской платформы. Пласты ориентированы простиранием на север и приведены к горизонтальному положению

*a* - сводные диаграммы основных систем трещин: на антиклинали (по Л. Д. Кнорингу, 1969), *б* - для карбонатных нижне-среднекембрийских пород, *в* - для терригенных средне-верхнекембрийских пород, *г-ж* - диаграммы трещин в карбонатных породах при углах их наклона: *г* -  $0-15^{\circ}$ , *д* -  $16-30^{\circ}$ , *е* -  $31-60^{\circ}$ , *ж* -  $61-90^{\circ}$



ных породах булайской свиты, мощность которой достигает 30-60 м, густота трещин невелика, в результате чего обнажения разбиты на ряд крупных блоков. Трещины неровные, раскрытые, в значительной мере корродированы, часто кальцитизированы.

В брекчированных доломитах и доломитизированных известняках ангарской и литвинцевской свит чаще всего наблюдаются трещины отрыва, появившиеся в результате просадок, отседаний. Тектонические трещины редки. В слоистой части разреза тектоническая трещиноватость хорошо развита. В пределах рассматриваемого региона на поверхность в ядрах валов выведены большей частью карбонатные от-

ложения ангарской и литвинцевской свит, поэтому преобладающая доля наблюдений по трещиноватости характеризует эту часть разреза.

Для анализа связи трещиноватости карбонатной ниже-среднекембрийской толщи со складчатостью все наблюдения сведены в единую диаграмму с ориентировкой простирания пласта на север и приведением его в горизонтальное положение. На сводной диаграмме (см. рис. 26) видно, что полюса большинства трещин располагаются вдоль большого горизонтального круга, т. е. плоскости этих систем трещин перпендикулярны или почти перпендикулярны плоскостям напластований (системы I-IV). Подчиненное значение имеют диагональные наклонные трещины, среди которых преобладают системы V, VII, XI.

На сводной диаграмме представлены трещины в пластах, наклоненных от 0 до 80°. Поэтому для выяснения роли каждой из систем трещин на различных стадиях складкообразования сделана их выборка для следующих диапазонов углов наклона пластов: 1-15°, 16-30°, 30-60°, 61-90°. В результате выяснилось, что в полого залегающих пластах (0-15°) преобладают трещины, продольные и поперечные их простиранию (системы I, II). Системы, перпендикулярные слоевым ограничениям, но диагональные к простиранию слоев (III-IV, IIIa-IVa), более развиты сравнительно с такими же системами в терригенной толще. При наклоне слоев под углами 16-30° эти системы приобретают еще большее значение. При углах залегания слоев в 31-60° наряду с вышеописанными системами появляются наклонные трещины, простирающиеся вдоль и поперек слоистости (системы V, VIII). Наконец, при углах наклона слоев в интервале 61-90° появляются диагональные наклонные трещины (система XI). По-видимому, должны развиваться и другие системы (IX, X, XII), однако такие углы наклона слоев довольно редки на рассматриваемой территории.

Выявленные системы трещин увязываются с системами, обнаруженными в складчатых структурах (Кноринг, 1969). Намечается также этапность появления трещин.

Таким образом, зная элементы залегания слоя и проделав соответствующие построения, представляется возможным наметить ориентировку основных типов трещин практически в любом месте рассматриваемого региона.

## ГЕНЕЗИС И ВОЗРАСТ СКЛАДЧАТОСТИ

Исходя из положения осевых поверхностей складчатых структур и характера осложняющих их разрывов, а также из результатов изучения складок на глубине с помощью бурения, можно уверенно сказать, что их появление обусловлено воздействием тангенциальных сил. Ранее мы подчеркивали многообразие причин, вызвавших сжимающие напряжения в краевых частях Сибирской платформы (Замараев, 1967; Замараев, Дубровин, 1973). Следует отметить, что в характере рас-

пределения складчатости в осадочном чехле наблюдаются определенные закономерности, которые выражаются в увеличении степени дислоцированности пластов по направлению к краю платформы. Другая особенность — пространственное соотношение осей крупных складок осадочного чехла Прибайкалья и зоны краевого шва в целом. Складки рифейских и нижнепалеозойских толщ образуют с краевым швом острый угол, открытый на юго-запад. Такое явление имеет место в бассейнах рек Голоустной, Бугульдейки, в верховьях Лены, у подножия южной части Северо-Байкальского нагорья, где краевой шов имеет субмеридиональное простирание.

Ось максимальных сжимающих напряжений ориентирована перпендикулярно складчатым структурам, а следовательно под некоторым углом к простиранию зоны краевого шва. Такое сочетание разломов и складчатых структур вполне объяснимо левосторонней сдвиговой составляющей движений по материнскому разлому, выразившейся в относительном смещении складчатой области и платформы. Таким образом, есть свидетельства о сдвиговых движениях в краевых частях платформы в зоне влияния краевого шва. Однако указанная причина проявления сжимающих усилий в краевой части платформы не единственная. Анализ складчатости в трехчленном комплексе приводит к выводу о том, что здесь имеет место надвиговая или скорее всего поддвиговая составляющая в зоне краевого шва, возникшая в результате латерального перемещения платформенного блока земной коры относительно складчатой области.

При решении вопроса передачи тангенциальных давлений на более удаленные от складчатой области территории Ангаро-Ленского краевого прогиба следует обратить внимание на глубину заложения складок и величину стяжения пластов. Выше показано, что осадочный чехол Прибайкальского края Сибирской платформы собран в линейные складки в полосе шириной до 70 км на юге и до 130 км в верховьях р. Лены. Далее к северу ширина этой полосы еще более возрастает. Интенсивность дислоцированности убывает от края осадочного чехла в глубь платформы. В этом же направлении последовательно с 1,5-2 тысяч до сотен метров убывают амплитуды складчатых форм первого порядка, уменьшается количество и амплитуда мелких осложняющих складок и разрывов. Большую ширину краевой зоны платформы, вовлеченной в процессы складчатости, и значительные величины горизонтального стяжения пластов нельзя объяснить прямым надвигом блока складчатой системы на платформенный борт, так как амплитуда латерального смещения здесь может исчисляться первыми сотнями метров. Поверхность фундамента моноклинально погружается на северо-запад без сколько-нибудь заметных интенсивных складчатых деформаций, что указывает на заметное стяжение осадочного чехла. Складчатые структуры осадочного чехла Прибайкалья, даже самые крупные из них, как примыкающие к обрамлению платформы, так и максимально удаленные от него не имеют корней в фундаменте платформы, т.е. являются складками срыва. В одних случаях смешался весь осадочный чехол, начиная от базальных рифей-

ских образований и до кайнозойских включительно, в других — более внутренних регионах — базальные компетентные рифейские и нижнепалеозойские слои в складчатости не участвовали. По-видимому, региональное соскальзывание осадочного чехла происходило на нескольких стратиграфических уровнях (в поле мощного развития рифейских отложений по сланцевым толщам улунтуйской свиты, в пределах соленосной формации и по нижним пластам каменных солей, залегающих в основании усольской свиты). Вследствие такого гравитационного соскальзывания, вероятно, были сформированы крупные изгибы пластов Верхне-Ленской и Киренгской зон (Замараев, Дубровин, 1973).

Данные геофизических исследований свидетельствуют о том, что фундамент платформы в Прибайкалье разбит относительно густой сетью разломов. Вертикальные подвижки по ним не привели к созданию складок. Кинематическая природа этих разломов окончательно не ясна, но можно предполагать, что при их становлении значительную роль сыграла сдвиговая составляющая. Если это так, то следует признать, что в Прибайкалье сдвиговые движения имели место не только в краевом шве, но и в краевой зоне кратона, достигающей ширины 100 км и более. Такой характер смещения необходимо предполагать для объяснения того, что оси складок в Прибайкалье ориентированы не параллельно, а под некоторым углом к краю платформы. Смещения по таким сдвигам должны были привести к горизонтальному перекашиванию осадочного чехла, и как следствие этого — смятию его в складки (структуры такого типа охарактеризованы для внутренних частей платформы; Рязанов, 1973). Признание этого механизма образования необходимо для складок карбонатной формации Прибайкалья, в которой пластические толщи отсутствуют, особенно для той ее части, где она не подстилается толщей рифейских сланцев.

Относительно генезиса складчатых структур Жигаловско-Тулуктумурской зоны существует несколько мнений. Вряд ли можно оспаривать важную роль соляного тектогенеза в формировании Жигаловского вала. Это подчеркнуто многими исследователями (Замараев, 1967; Цобин, Адамов, 1968), но причины, давшие толчок к проявлению "соляной тектоники", истолковываются различно. Многие исследователи отмечают разлом, протягивающийся вдоль Жигаловского вала. Судя по сейсморазведочным данным, вертикальное смещение по нему составляет 20–40 м. Естественно, столь малые подвижки блоков фундамента не способны породить значительную амплитуду изгиба осадочной крыши. В.А. Цобин и Е.А. Адамов (1968) считают, что движения по материнскому разлому носили характер правого сдвига.

Таким образом, можно констатировать, что становление складок в осадочном чехле Прибайкалья обязано многим причинам, к числу которых относятся сдвиговые движения в зоне краевого шва, сжатие, возникшее при надвигании складчатой системы на платформу, гравитационное соскальзывание осадочного чехла. К числу причин, поро-

дивших горизонтальное сжатие пластов, можно относить и смещения блоков фундамента по сдвигам северо-восточного простирания.

Вопрос о возрасте складчатых структур южной части Сибирской платформы в целом и Прибайкальской окраины Сибирской платформы в частности дискутируется в геологической литературе. Среди складок продольного изгиба в кембрийско-силурийских отложениях юга Сибирской платформы не обнаружены конседиментационные структуры. Наблюдаемые локальные изменения мощности происходят в га-логенных породах алданского и ленского ярусов, что вполне объясняется постседиментационным перемещением солей. В настоящее время большинство исследователей считают, что соляные ядра усольской свиты созданы в послеусольское время. Наблюдаемые локальные изменения мощности соленосных отложений ленского яруса являются во многих случаях постседиментационными (Замараев, 1967). Другие исследователи, ссылаясь на хорошо выраженную слоистость на крыльях складок, рассматривают уменьшение в сводах антиклиналей количество пластов солей, их суммарной мощности и коэффициента соленасыщенности, как следствие роста поднятий в процессе седиментации. В ряде случаев действительно слоистость в таких условиях нарушена слабо, но это характерно для невысоких ядер или для периферии последних. Сохранение первичных текстур вполне возможно, поскольку соль течет ламинарно. В большинстве изученных соляных ядер первичные текстуры нарушены, пласты нередко перемяты и разорваны. Если какие-то из известных в настоящее время складок продольного изгиба и росли в процессе кембрийско-силурийской седиментации, то вряд ли их амплитуды были сколь угодно значительными.

Этапы постседиментационного развития складок датируются достаточно надежно. Валы и прогибы Верхне-Ленской и Киренгской зон были созданы в доюрское время. До нижней юры они были глубоко денудированы, что видно из налегания осадков этого возраста на нижне- или на средне-верхнекембрийские образования. Глубина денудационного среза превышала 1000 м. Это дает основание полагать, что процесс складчатости начался здесь задолго до ранней юры.

Развитие складчатых структур продолжалось и в юре. Судя по геологическим данным, отложения этого возраста заходят из Иркутского юрского бассейна до широт сел Усть-Орда, Баяндай и Кырма заливами вдоль простирания синклиналильных зон. Таким образом, юрское осадконакопление охватило депрессионные зоны, развивавшиеся конседиментационно. Тем не менее сплошного юрского бассейна седиментации в пределах Предбайкальского предгорного прогиба, по-видимому, не существовало. Рост складок, как это будет показано ниже, продолжался в кайнозое.

# КАЙНОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Предбайкальский предгорный прогиб — одна из обширнейших неотектонических структур Восточной Сибири. Пространственно и парагенетически он связан с Байкальской горной областью и соизмеримым с ним по протяженности Верхне-Ленским поднятием. Прогиб простирается от долины р. Ангары на юге до г. Киренск на севере, на расстояние около 600 км (рис. 3). На участке от долины р. Лены до долины р. Кутима прогиб граничит с Байкальским сводом по крутой флексура шириной 15–20 км. Местами флексура осложнена тектоническими уступами. Разница абсолютных отметок мел-палеогеновой поверхности выравнивания между нижней и верхней закраинами флексуры достигает 1000 м<sup>1</sup>. К востоку от флексуры располагается

<sup>1</sup> Деформация мел-палеогеновой поверхности выравнивания прибайкальской окраины Сибирской платформы происходила под воздействием в основном трех факторов: колебательных движений литосферы, создавших предгорный прогиб, деформаций осадочного чехла в результате складчатости, приповерхностных и глубинных карстовых процессов. Чтобы снять влияние экзогенных факторов для оценки величины вертикальных движений земной коры при построении схематизированной структурной карты Предбайкальского предгорного прогиба, отметки вершинной поверхности были усреднены по квадратам со стороной 20 км. При этом в центре квадрата выставлялась наивысшая абс. отметка поверхности выравнивания. Этим в определенной степени было достигнуто снятие локальных деформаций поверхности выравнивания, а также влияние эрозионно-денудационных факторов. Полученная схема отображает общее строение прогиба, но страдает некоторыми неточностями, возникшими от того, что в зоне широкого развития седиментационных бассейнов в качестве усредненных отметок следовало бы брать среднеарифметическую величину от положения поверхности выравнивания на антиклиналях и синклиналях, но такие построения затруднительны ввиду отсутствия данных по глубине кайнозойских впадин. Заложенная ошибка существенно не искажает картину региональной деформации исходной поверхности выравнивания.



Рис. 4. Характер местности в районе Предбайкальского прогиба в средней части бассейна р. Киренги. Вдали - поднятие Суринья. Через antecedентную долину р. Умбеллы виден Аkitканский хребет. Фото А. А. Кульчицкого

платообразная поверхность Северо-Байкальского нагорья, к которому в районе северной оконечности Байкала примыкают высокие горы, где поверхность выравнивания поднята на высоты более 2000 м (рис. 4).

Юго-восточнее долины р. Лены сочленение Прибайкальского борта прогиба с Приморским хребтом происходит более плавно. Здесь нет флексуры, отсутствуют протяженные уступы. На юго-западе, в долине р. Ангары, Предбайкальский предгорный прогиб плавно сливается с Предаянским предгорным прогибом.

Ширина Предбайкальского прогиба между осью Верхне-Ленского поднятия и верхним коленом Северо-Байкальской флексуры непостоянна. Она максимальна между селами Карам и Манзурка (120-140 км). В направлении на юго-запад прогиб сужается до 90 км, а на северо-восток - до 60-80 км. Ось прогиба простирается в целом субпараллельно подножию Байкальской горной области, но севернее дер. Муринья заметно приближается к нему и находится на расстоянии 15 км от нижнего колена флексуры. Вершинная поверхность залегает вдоль оси прогиба на отметках 400-900 м. В целом шарнир прогиба наклонен в районе села Баяндай на северо-восток, в сторону села Казачинское, где становится наиболее глубоким. Здесь абсолютные отметки его в ядре достигают 400 м.

По простиранию шарнир прогиба ундулирует. Размах ундуляции не выходит за пределы 100-150 м. При этом он воздымается и погружается через 70-100 км. Наиболее глубокая мульда расположена на междуречье Окунайка и Миня. Здесь вершинная поверхность опущена до абс. отметок 400 м. Именно отсюда шарнир прогиба, волнообразно изгибаясь, воздымается в юго-западном направлении до абс. высоты 900 м и к северо-востоку до абс. высоты 600 м. Таким образом, по простиранию предгорный прогиб представляется резко асимметричным: юго-западная часть его имеет длину около 500 км, северо-восточная - около 100 км.

Как отмечалось выше, с запада Предбайкальский прогиб сопряжен с Верхне-Ленским поднятием, которое по протяженности соизмеримо с самим прогибом. Восточный склон поднятия и западный борт прогиба сливаются плавно, без отчетливых структурных разграничений. В продольном осевом сечении Верхне-Ленское поднятие представляет собой сводообразную структуру с ундулирующим шарниром, который полого воздымается в направлении с севера на юг, с возрастанием абс. отметок от 600-700 м в районе дер. Марково до 1400 м в бассейне р. Орленга. Затем высоты постепенно понижаются в юго-западном направлении до 900-1000 м в бассейне р. Куда. На западе Верхне-Ленское поднятие плавно сливается с областью умеренного поднятия Сибирской платформы.

Амплитуду Предбайкальского прогиба следует измерять, очевидно, относительно Северо-Байкальского нагорья и Приморского хребта на востоке и шарнира Верхне-Ленского поднятия на западе. По отношению к Северо-Байкальскому нагорью и Приморскому хребту прогиб опущен на 500-700 м на юго-западе (широта сел Баяндай,

ланзурка), на 1300–1500 м на широте дер. Карам и примерно на 000 м в районе села Казачинское. Относительно шарнира Верхне-Ленского сводообразного поднятия прогиб наиболее опущен на широте дер. Карам (700 м), а в северо-восточной и юго-западной частях его днище погружено относительно этого поднятия не более чем на 00 м. Таким образом, выясняется, что наибольшая амплитуда прогиба, измеренная в поперечном сечении, не совпадает с местоположением его участков, наиболее опущенных относительно уровня моря.

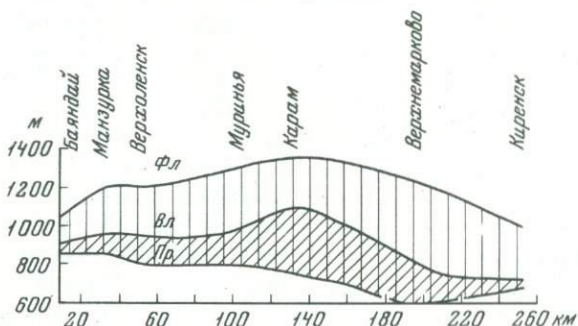


рис. 5. Продольные профили Предбайкальского предгорного прогиба (Пр), Верхне-Ленского поднятия (Вл) и верхнего уступа предгорной флексуры (Фл), построенные по положению мел-палеогеновой исходной поверхности

Интересным представляется сравнение положения поверхности выравнивания по простиранию осей Предбайкальского предгорного прогиба, Верхне-Ленского поднятия и верхнего колена Предбайкальской флексуры (рис. 5). В целом амплитуда прогиба, измеренная в поперечном сечении, изменяется почти пропорционально амплитуде опяженных поднятий. Уменьшение абсолютных отметок вершинной поверхности в нагорье сопровождается и уменьшением амплитуды прогиба. Абсолютные отметки вершинной поверхности на Верхне-Ленском поднятии, если сравнивать их с таковыми для регионов Байкальского нагорья, лежащих в одних и тех же поперечных сечениях, прямо пропорциональны последним, но всегда меньше их на 30–40%. Амплитуда опускания предгорного прогиба также пропорциональна величине воздымания Верхне-Ленского поднятия и хребтов, соседствующих с предгорным прогибом, — чем больше величина поднятий, тем глубже опущен прогиб. Такая зависимость величин вертикальных перемещений земной коры в трех пространственно сопряженных структурных элементах свидетельствует об их генетической связи с одними теми же глубинными источниками тектогенеза. Можно полагать, что здесь имел место отток глубинного материала от прогиба в сторону Верхне-Ленского поднятия и Байкальского свода.

С указанных позиций выклинивание предгорного прогиба в северо-восточном направлении от г. Киренск можно рассматривать как след-

ствие появления Северо-Байкальского шитовидного поднятия между этим прогибом и высокогорной частью Байкальского свода, которое опущено относительно последнего примерно на 1000 м. Продольный наклон прогиба обуславливался, вероятно, общим наклоном Прибайкальской окраины Сибирской платформы на север, хорошо отображенным, в частности, на карте неотектоники СССР. Известно, что предгорный прогиб начал развиваться в районе Иркутского Прибайкалья в юре и был унаследован в кайнозое. В более северных районах прогиб развивался только в позднем мелу и палеогене. В районе севернее села Казачинское прогиб активно развивался в четвертичном периоде, а южнее, вплоть до Иркутска, его опускание в четвертичное время менее заметно. Создается впечатление, что начиная с юры в предгорное опускание вовлекались последовательно все более северные участки Прибайкальской окраины Сибирской платформы.

Кинематическая сопряженность Предбайкальского предгорного прогиба с Байкальским сводом и Верхне-Ленским поднятием — один из важных факторов для понимания глубинной природы кайнозойской структуры Восточной Сибири в целом. Такая сопряженность окраинных структур платформы и складчатых областей обычна и для других континентов. Подобное явление имеет место и в Присаянье, где Предсаянский предгорный прогиб сопряжен с поднятием Восточного Саяна и Балаганским внутриплатформенным поднятием.

## ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Под поверхностями выравнивания мы, вслед за Ю.А. Мещеряковым (1965), Д.А. Тимофеевым (1968, 1970), С.К. Гореловым (1972) и другими исследователями, понимаем относительно выровненные денудационные и денудационно-аккумулятивные поверхности в горах и на равнинах, образовавшиеся в условиях некоторого преобладающего воздействия экзогенных процессов над эндогенными и приближающиеся к уровненным поверхностям гравитационного поля Земли. До сих пор многие исследователи считают, что выравнивание рельефа происходит в условиях полной компенсации денудацией тектонических движений. Однако при таких условиях рельеф остается стандартным, он снижается параллельно самому себе, но не выравнивается. Процессы выравнивания рельефа происходят постоянно, однако лишь в определенные эпохи относительного тектонического покоя могут быть сформированы региональные поверхности выравнивания типа пенепленов или педиленов.

Образование обширных межрегиональных пенепленов связано с определенным периодом эволюции земной коры, когда завершается орогенная стадия ее развития и складчатая область превращается в платформу. Именно поэтому основание осадочного чехла молодых и древних платформ всегда покоится на пенепленизированном складчатом фундаменте. Могут ли возникать пенеплены в платформенные этапы развития крупных блоков литосферы типа Сибирской платформы?

Большинство исследователей отвечает на этот вопрос положительно (Кинг, 1967; Тимофеев, 1968, 1970; Плоскогорья и изменности . . . , 1971).

Однако есть и другие точки зрения. Так, например, Г.И. Худяков (1970) считает, что пенеплены формируются при очень длительной денудации поднимающихся складчатых областей, когда срезание земной коры сверху приводит также к ее выравниванию снизу, т. е. "всплытие" орогенного участка коры происходит до тех пор, пока не исчезнут "корни" гор. Отсюда он делает вывод, что горные страны с сохранившимися корнями никогда не выравнивались до состояния пенеплена. С этим можно согласиться лишь частично, так как многие геофизики считают, что корни современных гор являются молодыми: они возникли в эпоху неоген-четвертичной орогенной активизации и "всплытия" гор на неотектоническом этапе. Большинство имеющихся сейчас материалов свидетельствует о возможности формирования пенепленов в определенные эпохи (в конце геотектонических циклов) как на платформах, так и в областях сводового (незавершенного орогенного) развития. Д.А. Тимофеев (1968, 1970) считает, что поверхности выравнивания могут образовываться как в условиях нисходящего, так и восходящего тектонического развития. Исходные раннемезозойские (постгерцинские) и позднемезозойско-палеогеновые (доорогенные) поверхности выравнивания типа обширных пенепленов формировались на фоне общего затухания тектонических процессов в конце крупных геотектонических циклов (каледонского, герцинского, мезозойского и др.). Более молодые поверхности выравнивания типа миоцен-раннеплиоценовых и позднеплиоценовых педиментов возникали и продолжают развиваться в условиях постепенно усиливающихся ритмичных (непрерывно-прерывистых) тектонических поднятий. Очевидно, регионально развитые пенеплены и локально встречающиеся педименты являются разнопорядковыми поверхностями выравнивания. Если первые образуются в условиях полной компенсации экзогенными процессами тектонических движений и заканчивают собой крупные отрезки времени, соответствующие глобальным геотектоническим циклам (150-180 млн. лет), то вторые формируются в конце более коротких тектонических фаз - мезоциклов (50-100 млн. лет), распадающихся, в свою очередь, на более мелкие таксоны - микроциклы, ритмы и т. д. - с периодичностью в 30-35, 10-15, 3-4, 0,7, 0,35 и т. д. млн. лет (Рагозин, 1970; Сваричевская, Селиверстов, 1970). Вероятно, назревает необходимость в классификации поверхностей выравнивания по их таксономическим рангам, так как, видимо, только отсутствием такой классификации можно объяснить большое несоответствие в выделении количества поверхностей выравнивания и их датировки в одном и том же районе различными исследователями. Примеры подобных классификаций предложены З.А. Сваричевской и Ю.П. Селиверстовым (1970), О.М. Адамченко (1972) и другими исследователями.

Поверхности выравнивания на Средне-Сибирском плоскогорье, частью которого является Предбайкальский прогиб, известны давно,

хотя многие исследователи долгое время ставили под сомнение их существование, объясняя ярко выраженную ступенчатость рельефа литоморфными факторами (Воскресенский, 1962), либо своеобразием денудационного снижения поверхности в условиях пластовой равнины (Козловская, Краснов, 1962). В настоящее время большинство исследователей (Галушко, 1958; Золотарев, 1958, 1964; Фердман и Рогожин, 1966; Исаев, Крауш, 1969; Плоскогорья и низменности..., 1971; Адаменко, Селиверстов, 1972) выделяют несколько разновозрастных мезозойско-кайнозойских поверхностей выравнивания, разделенных ярусами расчлененного рельефа.

Поверхности выравнивания Предбайкальского прогиба представляют определенный интерес, так как в зоне сочленения горной страны с платформенной равниной можно получить наиболее ценные материалы по количеству и возрасту поверхностей выравнивания. Здесь, в силу нисходящего развития предгорий, разновозрастные поверхности выравнивания нередко захороняются под осадочными толщами и сравнительно хорошо сохраняются от последующих размывов. Предгорные опускания являются зонами схождения поверхностей выравнивания, сопряженные веера которых по типу ножиц расходятся в сторону гор и в сторону равнины. Если в горах от этого веера сохраняются лишь реликты, деформированные и разорванные тектоническими движениями, то в отдельных бассейнах аккумуляции на равнинах в погребенном состоянии можно проследить довольно обширные участки не только денудационных, но и полигенетических, в понимании Ю.А. Мешерякова (1965), поверхностей выравнивания. Правда, здесь они также могут быть подвержены пликативным и дизъюнктивным дислокациям.

Восстанавливая исходный рельеф погребенных поверхностей выравнивания, необходимо помнить, что в процессе захоронения от первоначального рельефа остается слишком мало следов, ибо сам процесс перехода геоморфологической поверхности в структурно-геологическую поверхность растягивается на длительное время (Флоренсов, 1971), пока не прекратится движение базального осадка по поверхности своего ложа. Учитывая это, мы под погребенными поверхностями выравнивания понимаем такие ископаемые структурно-геологические поверхности, которые до своего захоронения длительное время соприкасались с атмосферой и гидросферой, отражая определенный относительно длительный этап развития территории выше базиса седиментации.

Следует различать длительность образования и возраст поверхностей выравнивания. Длительность формирования — это тот отрезок геологического времени, в течение которого происходило выравнивание рельефа. Обычно этот отрезок отвечает паузе в геотектонической жизни региона. В зонах денудации происходит выравнивание рельефа и формирование кор выветривания, а в смежных областях аккумуляции эти отрезки времени фиксируются тектоно-денудационными перерывами в осадконакоплении. Тектонические паузы разделены эпохами активизации, следствием которых являются ярусы рас-

члененного рельефа в зонах поднятий и грубообломочные осадочные толщи в областях аккумуляции. Под возрастом поверхностей выравнивания обычно понимают время завершения их формирования, соответствующее переходу в погребенное состояние, или, когда выравнивание сменяется расчленением,

## ПРОБЛЕМА РАННЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ

Достоверно установленной раннемезозойской (среднетриасово-раннеюрской) поверхности выравнивания на территории Предбайкальского прогиба пока не обнаружено, хотя в других районах Сибирской платформы она сохранилась достаточно хорошо (Плоскогорья и низменности..., 1971). Эта поверхность сформировалась в условиях длительного тектонического покоя, разделяющего эпохи позднегерцинской и ранне-среднеюрской активизации. Раннемезозойский этап регионального выравнивания и образования доюрских кор выветривания проявился на Средне-Сибирском плоскогорье неравномерно. Как нижняя, так и верхняя возрастные границы этапа имеют "скользящий" характер, что определяет неодинаковую его продолжительность в разных районах. Процессы выравнивания и химического выветривания происходили так же неравномерно и на территории Сибирской платформы (Адаменко, Селиверстов, 1972). Это было связано не только с различной продолжительностью этапа (тектонический фактор), но и с различными ландшафтно-географическими условиями (климатический фактор) и с разнообразием геологических особенностей субстрата (литоморфный фактор). Сочетанием этих трех факторов обусловлены главнейшие черты раннемезозойского рельефа. К сожалению, реставрация его затруднена ввиду плохой сохранности реликтов доюрской поверхности выравнивания, которая в настоящее время либо полностью уничтожена, либо глубоко погребена под более молодыми осадками.

Естественно, что наилучшая сохранность доюрской поверхности характерна для областей юрской седиментации - Предсаянской впадины и отдельных синклиналей Предбайкальского прогиба. Однако в них погребенная доюрская поверхность выравнивания залегает на больших глубинах (до 200-500 м) и изучена лишь по единичным скважинам. Ее достаточно сложный рельеф не отражает исходного древнего рельефа, а является результатом суммарной деформации доюрской поверхности за весь мезозой и кайнозой (Замараев, 1967). Поэтому сведения о рельефе подошвы юрских отложений не могут сколько-нибудь существенно помочь в восстановлении древнего среднетриасово-раннеюрского рельефа. Для этого необходим специальный литолого-фациальный и палеогеоморфологический анализы. Залегание доюрской поверхности на отметках, близких к уровню моря (Присаянье), свидетельствует о больших амплитудах юрских и послеюрских погружений тех участков, где к началу юры была сформирована выровненная денудационная поверхность.

Только по периферии зон юрского осадконакопления, там, где седиментационные процессы были менее интенсивными, а денудация значительно ослаблена, можно искать реликты доюрских поверхностей выравнивания и кор выветривания, которые были отпрепарированы от юрских осадков сравнительно недавно. В этом смысле заслуживает внимания южная периферия Предбайкальского прогиба на широте сел Усть-Орда и Баяндай, где выклиниваются юрские осадки Иркутской впадины, и ископаемый доюрский рельеф еще не преобразовался в полной мере. Древняя доюрская поверхность после того, как она была обнажена, вошла здесь в качестве составного элемента в более молодую мел-палеогеновую поверхность, сохранив многие первичные морфологические особенности. Наиболее вероятные останцы ее можно наблюдать в верховьях р.Куленга, в зоне сочленения Предбайкальского прогиба с Лено-Ангарским плато (гора Лиственичная с абсолютной отметкой 1008 м и др.), где над мел-палеогеновой поверхностью на 50-100 м возвышаются отдельные плоские вершины. Именно эти останцы А.С. Кульчицкий еще в 1948 г. считал наиболее древними элементами рельефа.

Возраст фрагментов архаичного рельефа в верховьях р.Куленга определяется позднеюрским - меловым временем. Нижний возрастной предел денудационного среза ограничивается ниже-среднеюрскими песчаниками, останцы которых закартированы Н.В. Сухановой, С.М. Замараевым, А.И. Скрипиным и др. Они встречены нами на уровне древнего среза в юго-восточной приводораздельной части верховьев р.Куленга со стороны Хара-Нурской впадины. Верхний возрастной предел этого денудационного среза ограничен концом мела, озерные отложения которого (муромцевская свита) обнаружены в основании Хара-Нурской впадины (Литвинцев, Тараканова, 1967а). Очевидно, исходная поверхность и других участков в зоне сочленения с Предбайкальским прогибом имеет мезозойский возраст. Обнаружение фрагментов такой поверхности можно ожидать в районе Орленгского плоскогорья, в строении рельефа мягко очерченного хр. Унгдар и других хребтов Северо-Байкальского нагорья (Кульчицкий, 1970). Однако выделение архаичного рельефа в нагорье осложнено деятельностью плейстоценовых ледников и нивальными процессами.

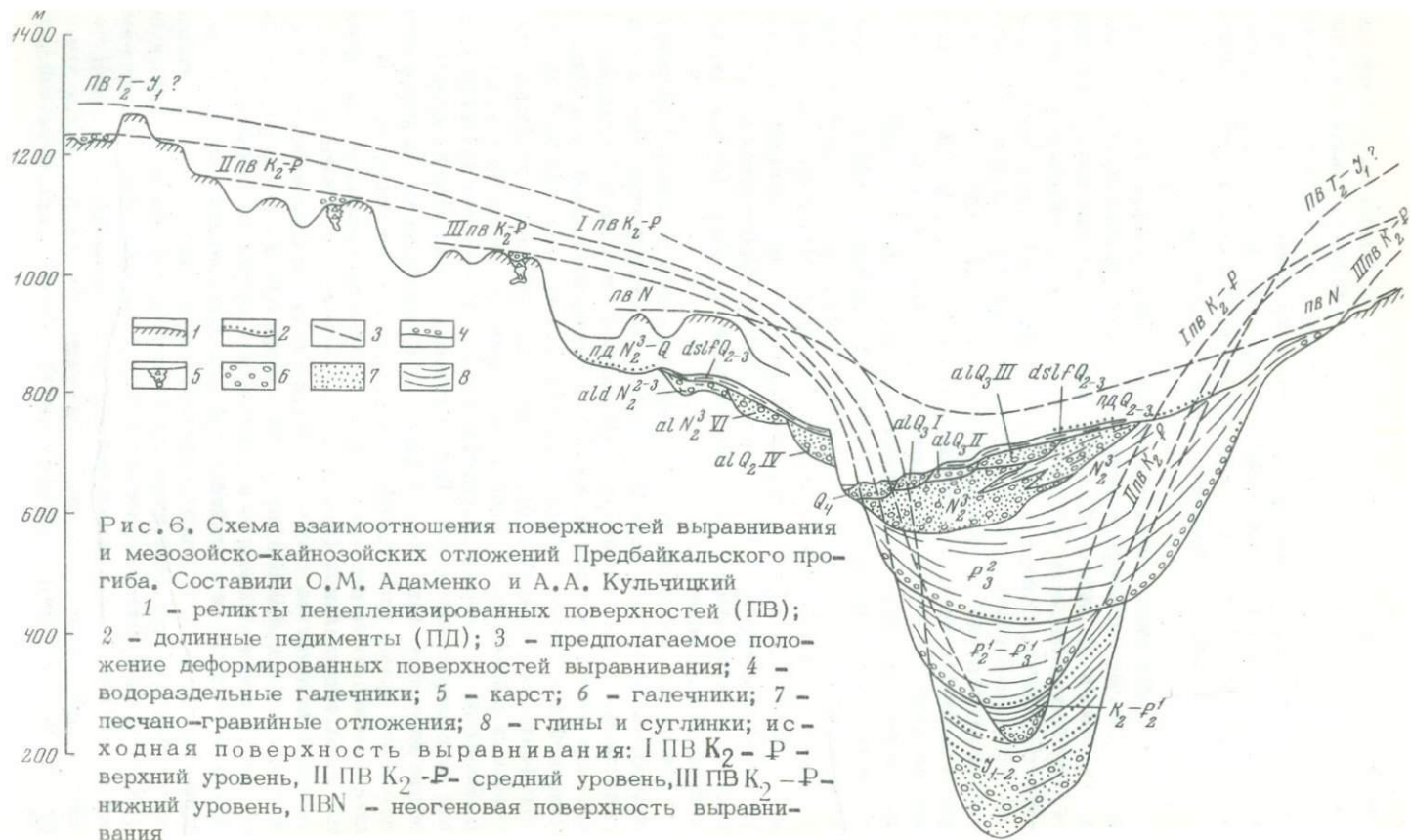
Погребенные доюрские поверхности выравнивания в Предсаянье, Западном Прибайкалье и других местах Сибирской платформы фиксируются корами выветривания, которые обычно датируются средним - поздним триасом (Бессолицын, Файнштейн, 1963) или средним триасом - ранним лейасом (Чекин, 1968). Распространение, условия залегания, мощность и морфология выветрелых пород контролируются их положением в общей геологической структуре, степенью сохранности и гетерогенностью материнского субстрата. Сохранившиеся от размыва реликты древних гипергенных зон представляют корни в прошлом сомкнутых площадей выветрелых пород. С каолиновой корой выветривания доюрского возраста, образовавшейся в условиях теплого переменного влажного климата (Бессолицын, Файнштейн, 1963),

генетически связаны месторождения каолина, кварцевых песков, россыпи ильменита, маломощные горизонты монтмориллонитовых глин.

Какие же свидетельства геологической летописи могут быть привлечены для обоснования возраста этой, пока еще проблематичной для Предбайкальского прогиба, но широко развитой в других регионах Сибирской платформы, поверхности выравнивания? Для обоснования ее возраста необходимо привлечь материал по смежным регионам.

Герцинский этап тектонического развития Сибирской платформы завершился в раннем—среднем триасе мощным проявлением траппового вулканизма и общими поднятиями. Наиболее интенсивные магматические процессы были связаны с окончанием формирования Тунгусской синеклизы. Отзвуки этих явлений отчетливо улавливаются по ее периферии, а иногда и далеко за ее пределами (траппы Ангарского кряжа). Затухание вулканических процессов (излияний лав и выбросов туфов) в центральных районах Тунгусской синеклизы произошло, по-видимому, сразу же после завершения осадочной седиментации, когда длительные опускания синеклизы сменились общими поднятиями. С последними были связаны финальные вспышки траппового магматизма, относящиеся к среднему триасу. Правда, имеются указания и на более поздние проявления вулканических процессов вплоть до середины юры (Структура, вулканизм и алмазоносность..., 1962), но послесреднетриасовый вулканизм уже не имел такого массового характера, а проявился лишь спорадически в отдельных местах, вдоль зон глубинных разломов.

Значит, мезозойский этап континентального развития Сибирской платформы начался с середины триаса, после поднятия Тунгусской синеклизы. Однако периферические районы платформы (Иркутский амфитеатр и др.) вступили в этот этап значительно раньше в конце палеозоя или в раннем триасе (Плоскогорья и низменности..., 1971). Следовательно, нижний рубеж этапа послегерцинской стабилизации в разных районах платформы имеет различный возраст — от конца палеозоя до середины триаса. Таким же асинхронным является и верхний его возрастной рубеж. Так, например, в Вилюйской синеклизе после короткого тектоно—денудационного перерыва уже в рэт—ранне-лейасовое время возобновились процессы седиментации, т.е. там продолжительность раннемезозойского этапа регионального выравнивания была минимальной (конец среднего— начало позднего триаса). В северо—восточной части Ангаро—Вилюйского внутриплатформенного прогиба процессы выравнивания и химического выветривания завершились в начале лейаса, а в Присяянье (Иркутская и Канско—Рыбинская впадины) и в южной части Предбайкальского прогиба — в середине или даже в конце лейаса. Очевидно, даже в период относительного затухания тектонических процессов на рубеже герцинского и мезозойского циклов, полной стабилизации тектонического режима не было. Отдельные участки платформы испытывали медленные, но достаточно устойчивые по знаку движения, благодаря чему в это время в рельефе первичной позднепалеозойской аккумулятивной рав-



нины были намечены обширные, но пологие области поднятий, возникших на месте Тунгусской синеклизы, Лено-Ангарского и Алданского плато, и разделяющие их опускания в зоне будущего Ангаро-Вилуйского прогиба. Вероятно, к этому времени относится и зарождение геоморфологически выраженного понижения между Лено-Ангарским плато и Байкальским нагорьем, впоследствии оформившегося в Предбайкальский прогиб (рис. 6).

Все сказанное выше позволяет считать среднетриасово-раннеюрское время эпохой максимального проявления процессов выравнивания и химического корообразования. Видимо, по ландшафтно-климатическим условиям рассматриваемый регион в то время был весьма близок современной субэкваториальной Африке с ее теплым климатом и весьма существенными сезонными колебаниями влажности (дождливых и засушливых сезонов), что устанавливается М.М. Одинцовой по палинологическим данным. Процессы современного выравнивания рельефа в указанной зоне Африки идут по пути педиplanationи (Кинг, 1967). Возможно, что доюрская поверхность выравнивания Сибирской платформы формировалась в основном тем же способом.

Таким образом, главным содержанием раннемезозойского (среднетриасово-раннеюрского) этапа развития рассматриваемого района было региональное выравнивание, сопровождавшееся интенсивным химическим выветриванием и корообразованием в условиях относительного затухания тектонических процессов в конце герцинского цикла перед началом новой крупной эпохи активизации, отвечающей мезозойскому (ранне-среднеюрскому) геотектоническому циклу.

### **МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВАЯ ПОЛИГЕНЕТИЧЕСКАЯ ДЕНУДАЦИОННАЯ ПОВЕРХНОСТЬ ВЫРАВНИВАНИЯ И КОРРЕЛЯТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ**

Вторая половина мезозоя (поздняя юра-мел) и почти весь палеоген (палеоцен - эоцен - ранний олигоцен) - это эпоха длительного регионального выравнивания рельефа Сибирской платформы в условиях относительного тектонического покоя и благоприятного для химического выветривания климата (Адаменко, Селиверстов, 1972). Неравномерностью проявления тектонического и климатического факторов обусловлено то, что в разных районах Средне-Сибирского плоскогорья за этот период образовалось различное количество поверхностей выравнивания, разделенных ярусами расчлененного рельефа. Так, например, на территории Иркутского амфитеатра и в некоторых других районах стабильной области Сибирской платформы длительный процесс выравнивания рельефа и образования кор выветривания был непрерывным, благодаря чему здесь была сформирована единая денудационная поверхность. За этот же период на смежных территориях Тунгусской синеклизы и Енисейского кряжа, испытывавших прерывистые поднятия, образовалось две-три полициклические поверхности.

По мнению А.Г. Золотарева (1964), мел-палеогеновая поверхность выравнивания формировалась в условиях относительно невысокого (300–500 м) денудационного плато, занимавшего почти всю территорию Иркутского амфитеатра, за исключением его западной и южной частей. Реликты мел-палеогеновой поверхности отмечаются на различных абсолютных высотах: от 300–400 м в бассейне р. Мура до 1460 м на Лено-Ангарском плато. В локальных впадинах, осложняющих предгорный прогиб, поверхность выравнивания погребена под кайнозойскими осадками на глубинах до 100–200 м. Рельеф мел-палеогеновой поверхности принадлежит, по наблюдениям А.Г. Золотарева, трем разным морфологическим типам, отражающим некоторую возрастную последовательность их формирования. Наиболее высокие абсолютные отметки приурочены к рельефу первого типа, представленному дряхлой холмисто-увалистой денудационной поверхностью с пологими склонами. Не исключено, что она соответствует позднеюрско-раннемеловой поверхности выравнивания Тунгусского бассейна (Исаева, Крауш, 1969). Этот рельеф еще находится в стадии выравнивания. Ниже по высоте он плавно сочленяется с рельефом второго типа, представляющим собой собственно пологоволнистую поверхность выравнивания с почти полностью вышоложенными склонами. Еще ниже расположен пологосклонный холмисто-увалистый рельеф третьего типа, образовавшийся за счет эрозийного расчленения поверхности выравнивания при неоднократных, хотя и незначительных, понижениях базиса эрозии.

Коры выветривания лучше всего сохранились в пределах второго типа рельефа, т.е. там, где процессы последующей эрозии проявились минимально. Именно поэтому наилучшая сохранность кор выветривания связана с остатками юрских отложений, которые ввиду слабого диагенеза были наиболее податливы процессам химического выветривания.

В Предбайкальском предгорном прогибе мел-палеогеновая денудационная поверхность (реликты исходного пенеппена) сохранилась от размыва на сводах положительных морфоструктур, а также в погребенном состоянии в днищах разделяющих их кайнозойских депрессий (рис. 6, 7). Она картируется в виде небольших пятен неправильных очертаний, поскольку контуры внешних границ этих реликтов обусловлены последующими размывами. Более обширные участки этой поверхности погребены под палеоген-неогеновыми осадками во впадинах.

В пределах мел-палеогеновой поверхности выравнивания Предбайкальского прогиба можно выделить три типа рельефа: а) реликты исходного пенеппена, занимающие самые высокие отметки (от 500–600 до 1300–1460 м) и обычно полностью лишённые нижнекайнозойских рыхлых накоплений или кор выветривания (очень редко встречаются небольшие участки маломощных "водораздельных галечников", состоящих из кварцитов, кварца и кремня); б) древние склоны в пределах пенеппена, как правило, эродированные в послепалеогеновое время; в) замкнутые западины небольших размеров (до 2х5 км) и реликты древних долин на исходном пенеппене.

Исходная (мел-палеогеновая) поверхность выравнивания в значительной степени деформирована последующими неотектоническими движениями, в результате которых ее реликты встречаются не только на междуречных хребтах, но также на их склонах, по периферии и на "дне" кайнозойских впадин, где поверхность выравнивания переходит в погребенное состояние (рис. 6).

Ниже приводится описание отдельных элементов древнего рельефа, выявленных на мел-палеогеновой поверхности выравнивания в Предбайкальском предгорном прогибе (рис. 7).

а) *Мел-палеогеновая полициклическая нерасчлененная денудационная поверхность выравнивания* (реликты исходного пенеплена) сохранилась в водораздельной части увалов, разделяющих кайнозойские впадины (рис. 7). Ее реликты (от первых сотен до нескольких десятков квадратных километров) в плане имеют извилистые границы, что обусловлено действием последующих эрозионных процессов. Обычно останцы этой поверхности вытянуты вдоль междуречий и имеют ширину от первых сотен метров до 1-2, реже 5 км. На ответвлениях главных междепрессийных водоразделов мел-палеогеновая поверхность развита ограниченно, но в общем намечается снижение ее абсолютных отметок на 100-200 м, что связано как с последующими неотектоническими деформациями, так и с неровностями исходного рельефа. От днщ впадин, оконтуренных по границам максимального распространения палеоген-неогеновых осадочных толщ, реликты этой поверхности обычно отделены широкой (от 1-2 до 10-15 км) полосой более молодого расчлененного рельефа. Лишь в редких случаях, например на водораздельном увале между Очаул-Тыркинской и Шоно-Бирилейской депрессиями, останцы исходной поверхности почти соприкасаются с днищами впадин (рис. 8). Это связано, по-видимому, со слабой дифференциацией неотектонических движений на этом участке, с общей стабильностью его режима или даже с тенденцией к слабым опусканиям, обусловленным глубинным карстом.

Мел-палеогеновая поверхность выравнивания занимает абсолютные отметки от 700-800 до 1000-1200 м, а по окраинам Предбайкальского прогиба (Верхне-Ленское поднятие, Онотская возвышенность) поднята до 1400-1800 м. Наиболее доступные для ее изучения участки приурочены к бассейнам рек Манзурка и Лена. Так, например, вдоль осевой части хребта Черем-Хаем, разделяющего Хоготскую и Карлукскую впадины, хорошо выражена выровненная поверхность с отметками 710-780 м, прослеживающаяся почти на 10 км от перевала у села Подток до ручья Шетхолун. Поверхность хребта шириной 0,5-0,6 км представляет почти плоскую, местами слегка всхолмленную равнину, обрывающуюся к впадинам крутыми эрозионными склонами. На ней изредка встречаются сглаженные останцы нижнекембрийских окремненных известняков и доломитов. В шурфах, скважинах и выворотах деревьев наблюдаются редкие валуны, окатанные гальки кварца и кварцитов в красно-бурых делювиальных плиоценовых глинах.

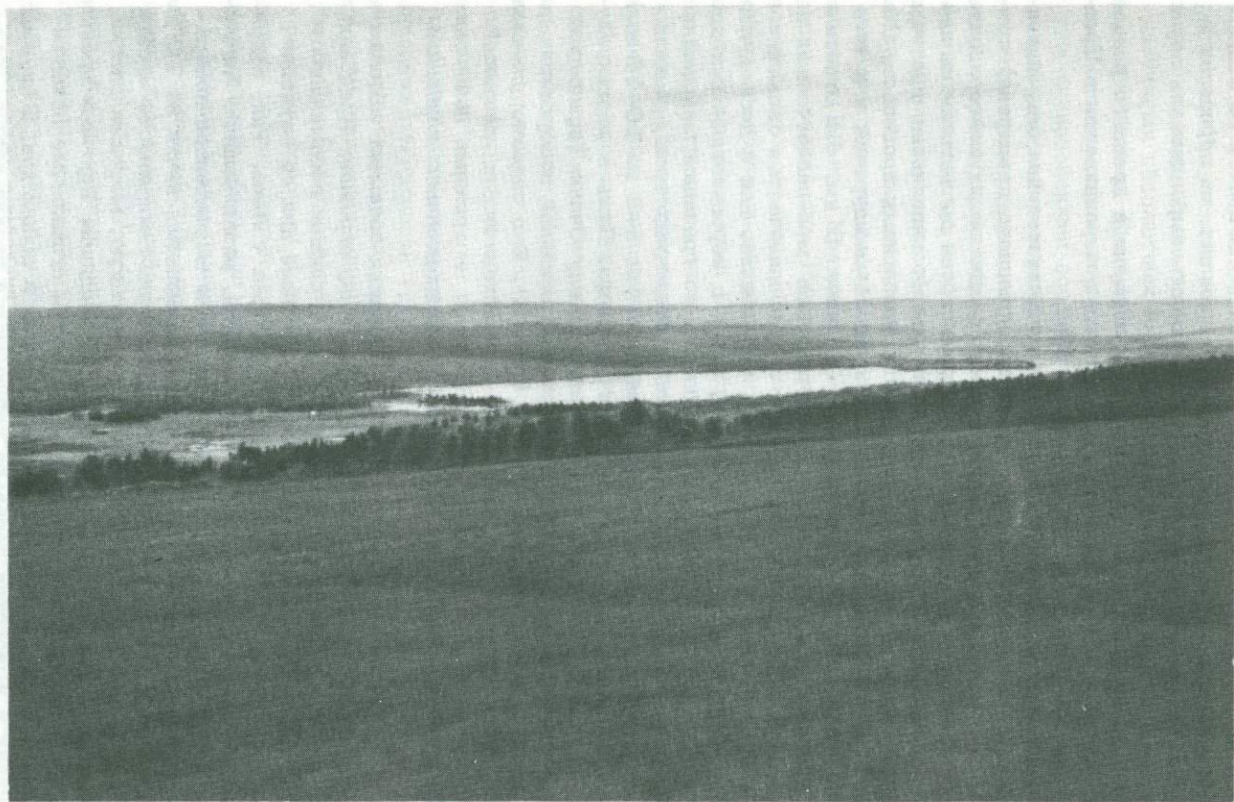


Рис. 8. Южная часть Очаул-Тыркинской депрессии. Фото А.А. Кульчицкого

Почти такой же характер имеет плоский, вытянутый в северо-восточном направлении водораздел между Карлукской и Петровской впадинами. На его поверхности изредка встречаются свалы крупных глыб известняков, заключенных в бурый делювиальный суглинок.

Очень характерен древний рельеф на хребте Надречном, отделяющем Петровскую и Запарскую впадины от долины р. Манзурка. Он очень плоский, местами слабо всхолмленный или параллельно-ступенчатый. Последняя особенность обусловлена литоморфным фактором: здесь денудационная поверхность срезает слоистую толщу известняков и доломитов ангарской свиты, слагающих ядерную часть Полосковской антиклинали. Плоская поверхность хребта Надречного отделяется от склонов более молодого возраста заметными перегибами и перекрыта маломощным (1–2 м) элювиально-делювиальным слоем плейстоценовых тяжелых суглинков, насыщенных щебнем известняков, доломитов, кварцитов, а также гальками кварца и кварцитов. В отдельных местах встречаются сглаженные останцы слабо выветрелых известняков, на которых сохранились чуждые для района гальки кварцитов, гнейсов, гранитов.

Мел-палеогеновая денудационная поверхность иногда отпрепарирована ("откопана") по периферии и даже в центре впадин, что связано с более поздними (чем время заполнения впадин) поднятиями. Такие участки "откопанной" поверхности можно наблюдать на северо-восточном замыкании Кырминской впадины, занятой долиной ручья Аланчик. Дно впадины – это слабовогнутая миоцен-раннеплиоценовая денудационная поверхность (абсолютные отметки 640–650 м), осложненная несколькими поперечными перемычками, представляющими собой останцы более древней мел-палеогеновой поверхности с отметками 660–670 м. На соседних водоразделах отметки той же поверхности достигают 800–850 м.

Полуогребенную мел-палеогеновую поверхность, фиксированную каменистыми и бобовыми бокситами, можно наблюдать на невысокой перемычке между Корсаковской и Жуинской впадинами и по юго-восточному склону последней. Здесь, на известняках нижнего кембрия, срезанных слабо наклоненной в сторону Жуинской впадины денудационной поверхностью, развит древний карст. В целом вдоль осевой зоны Предбайкальского прогиба мел-палеогеновая поверхность в направлении с юга на север постепенно погружается, достигая отметок 680–710 м в районе пос. Шевыкан и зимовья Бирилей. Далее к северу она снова воздымается до отметок 800–850 м вдоль оси прогиба. Здесь на право- и левобережье р. Киренга останцы мел-палеогенового пенеплена имеют тот же вид, как и в более южных районах. Очень хорошо выражен почти идеально плоский рельеф этой поверхности на горе Ондикан, где его примечательной особенностью являются скальные останцы-свидетели. На севере, в осевой части Предбайкальского прогиба, уровень мел-палеогеновой поверхности опять снижается. Тенденция к этому выражена в строении рельефа Киренгско-Ульканского водораздела на широте пос. Карам. Наиболее отчетливо опускание оси прогиба проявилось в районе

устья Улькана, где уровень исходной поверхности опущен до абсолютной отметки 470–510 м. При этом на водоразделах лево- и правобережья р. Киренга поверхность исходного рельефа сочетается с остатками аллювиальной поверхности, представленной разобшенными участками площадью до 2–2,5 кв. км водораздельных галечников. В вершине ручья Икчикан (левый приток р. Киренга) эти отложения достигают мощности первых десятков метров.

Формирование исходной денудационной поверхности выравнивания района сопровождалось карстовыми процессами в известняках и доломитах кембрия, которые обнаружены при крупномасштабной геологической съемке. На Киренгско-Ульканском водоразделе в 5–6 км юго-восточнее пос. Тарасово на глубине 9–10 м скважиной установлена карстовая полость, заполненная светлыми каолиновыми глинами. Они содержат споры и пыльцу теплолюбивой субтропической палеогеновой растительности. Севернее фрагменты исходной поверхности выравнивания в осевой части Предбайкальского прогиба опущены еще ниже. В низовьях р. Окунайка они погребены под отложениями предгорных ледников максимального оледенения гор Прибайкалья. Подобное явление имело место также между низовьями рек Окунайка и Миня, где среди ледниковых отложений имеются "утопленные" останцы с плохо выраженными фрагментами исходного рельефа с абсолютными отметками 400–500 м.

На территории Верхне-Ленского поднятия, смежного с Предбайкальским прогибом, реликты исходного пенеплена играют меньшую роль в современном рельефе. Они сохранились на узких гребневидных водоразделах и отличаются еще более извилистыми, древовидными очертаниями, что связано с активными эрозионными процессами, почти полностью разрушившими древний рельеф. Лишь на значительном удалении от базисов эрозии (реки Киренга и Лена), во внутренних районах Лено-Ангарского плато, мел-палеогеновая поверхность занимает значительные пространства, очень плавно переходя в пологие склоны впадин. Особенно показательны в этом отношении верховья ручьев Тутура и Беря между селом Казачинское и г. Усть-Кут. В последнем случае хорошо выраженная, почти плоская древняя поверхность местами осложнена характерным ступенчато-структурным рельефом, обусловленным литоморфным фактором. Чередующиеся пласты горизонтально залегающих песчаников, алевролитов и местами известняков внутри ордовикской толщи по-разному реагировали на процессы денудации. Характерная особенность поверхностей выравнивания Лено-Ангарского плато – отдельные обширные останцы типа "столовых гор". Если их высота достигает 1000–1200 м, то они несут на себе следы процессов нивации в виде обширных крупнолыбовых "каменных морей" с небольшими скальными останцами.

В восточной части Предбайкальского прогиба на широте села Казачинское от р. Окунайка на севере до р. Кунерма на юге прослеживается цепочка внутренних поднятий (Аверичев хряж, гряда Суриных и др.), представляющих собой передовую гряду (форберг) Байкальского хребта. Западные склоны этих поднятий пологие, постепенно

сливающиеся с вершинной поверхностью Предбайкальского прогиба, а восточные круто обрываются к узкому предгорному понижению между форбергом и хребтом. Возможно, это понижение ограничено разломами, образуя узкий, но протяженный грабен. Вершины Аверичева кряжа и Суринского хребта (абсолютные отметки до 1100–1275 м) – плоские, почти равнинные, покрытые обширными курумами, от которых берут начало многочисленные “каменные реки”. По-видимому, здесь древняя денудационная поверхность частично срезана и еще более выровнена процессами гольцовой альтипланации.

Передовая гряда имеет сравнительно молодой геологический возраст, так как она пересекается рядом антецедентных долин. Наиболее показательна троговая долина р. Умбелла (см. рис. 4), разделяющая Аверичев кряж и Суринский хребет.

Параллельно гряде Сурия, западнее ее проходит цепь поднятий высотой 800–860 м. Вершины этих возвышенностей также идеально плоские, покрытые каменными россыпями с отдельными останцами.

Мел-палеогеновые поверхности выравнивания занимают обширные участки в предгорном понижении между передовой грядой и Байкальским хребтом, слагая “днище” прогиба. Последнее постепенно повышается в сторону хребта и примыкает к его подножию по резкому тектоническому уступу (рис. 9), образовавшемуся вдоль одного из разломов краевого шва Сибирской платформы. Реликты пенеплена в прифасовой части хребта частично перекрыты моренами максимального оледенения и прорезаны многочисленными троговыми долинами, пересекающими не только западный склон хребта, но также предгорное понижение и передовую гряду (рис. 9, см. рис. 4). Западный склон Байкальского хребта имеет ярко выраженный альпинотипный



Рис. 9. Сочленение Байкальского хребта с Предбайкальским прогибом в районе выхода из гор р. Нижней Ирели. Рисунок Н. В. Тирских по фотографии О. М. Адаменко

А – альпинотипный рельеф западного склона хребта; Б – древний кар; В – троговая долина р. Нижней Ирели; Г – холмисто-западинный рельеф донной морены; Д – подрудно-ледниковое озеро; Е – боковые моренные гряды; Ж – днище Предбайкальского прогиба с останцами мел-палеогеновой поверхности

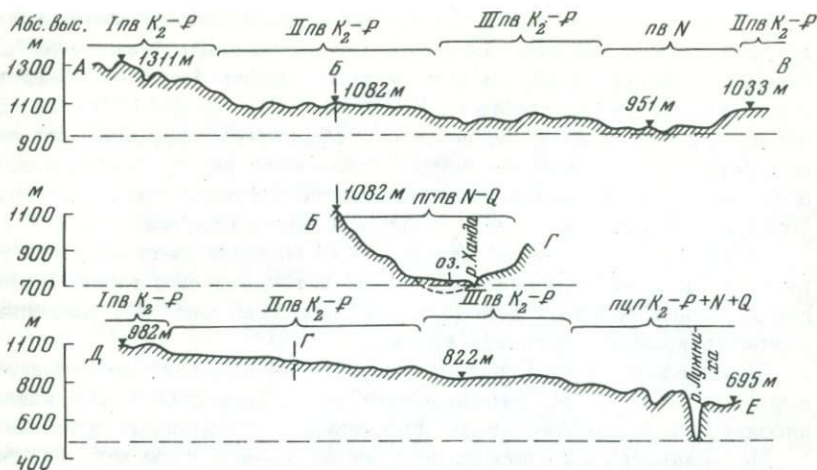


Рис. 10. Профили поверхностей выравнивания в районе Хандинской впадины (дополнение к рис. 7). Составил А.А. Кульчицкий

А-В - продольный водораздельный профиль Орленгского плоскогорья в междуречье верховьев Таюры-Ханды; Б-Г - поперечный профиль Хандинской впадины; Д-Е - продольный профиль верховья Ханды-Киренги; исходная поверхность выравнивания: I ПВ  $K_2-P$  - верхний уровень, II ПВ  $K_2-P$  - средний уровень, III ПВ  $K_2-P$  - нижний уровень; ПВН - неогеновая поверхность выравнивания; ПГПВН-Q - полигенетическая неоген-четвертичная поверхность выравнивания, ПЦП  $K_2-P+N+Q$  - полициклическая мел-палеоген-неоген-четвертичная поверхность выравнивания

рельеф с островершинными гребнями, пиками, древними карами и трогами (рис. 9). Здесь нет останцов мел-палеогеновой поверхности выравнивания, так как она полностью разрушена. Ее небольшие по площади реликты сохранились лишь во внутренней зоне хребта, где горы имеют более массивный вид и меньше затронуты процессами четвертичной эрозии.

Описанные выше реликты древнего пенеппена отнесены нами к одной длительно формировавшейся мел-палеогеновой поверхности выравнивания. Не исключено, что эта поверхность является полициклической, образовавшейся в несколько циклов выравнивания и расчленения рельефа, подобно тому, как это происходило в Тунгусском бассейне (Исаева, Крауш, 1969) и в других районах Сибирской платформы, сохранявших тенденцию к поднятиям. Это подтверждается нашими наблюдениями в окраинных зонах Предбайкальского прогиба, где единая нерасчлененная на уровни мел-палеогеновая поверхность уступает место полициклической поверхности, состоящей из двух-трех уровней. Особенно четко это устанавливается на Верхне-Ленском поднятии, к западу от Хандинской впадины (рис. 10).

Верхний уровень исходной поверхности выравнивания можно наблюдать на узких древовидно ветвящихся водоразделах

центральной части Верхне-Ленского поднятия. Абсолютные отметки его колеблются от 1150 до 1300–1380 м, достигая иногда 1464 м. Ширина останцов древнего рельефа не превышает 1000–2000 м, а длина достигает нескольких километров. Особенно хорошо выражен верхний уровень на водоразделе рек Нюча и Кислая, где идеально плоская равнина осложнена лишь развалами крупных глыб, отдельными пятнами курумов, каменными многоугольниками и редкими нагорными террасами. По-видимому, первичный пенеплен здесь испытал воздействие гольцовой денудации, благодаря чему древняя выровненная поверхность стала еще более плоской. Верховья рек и ручьев, расчленяющих эту поверхность, имеют вид обширных каров с очень крутыми стенками, где иногда до середины лета сохраняется снег (рис. 11).

В строении рельефа верхнего уровня исходной поверхности намечаются разновозрастные фрагменты (рис. 10). Небольшие фрагменты денудационной поверхности приурочены к наибольшим абсолютным отметкам 1300–1464 м. Они могут быть связаны с процессами позднеюрско-раннемеловой денудации. Возможно, такие фрагменты сохранились и на водоразделе рек Ханда-Киренга в 30–35 км на северо-восток от максимальных высот Верхне-Ленского поднятия. Они занимают здесь более низкий высотный уровень (абсолютная отметка около 980 м).

Фрагменты верхнего уровня исходной поверхности выделяются в строении рельефа не только в наиболее приподнятых частях Предбайкальского прогиба, но и в его осевой части. Например, на Киренгско-Ульканском водоразделе, между пос. Карам и Нюрюткан они расположены на абсолютных отметках 900–950 м и имеют площадь до 3–3,5 кв. км. Меньшие по площади разрозненные участки сохранились в 25–30 км северо-западнее пос. Карам, где на Киренгско-Хандинском водоразделе на абсолютных отметках 1010–1070 м в рельефе выделяются выровненные участки водоразделов. Безусловно, фрагменты верхнего уровня исходной мел-палеогеновой поверхности выравнивания имеются и в других местах водораздельных пространств Предбайкальского прогиба.

Средний уровень мел-палеогеновой полициклической денудационной поверхности выравнивания (см. рис. 7) развит по периферии Верхне-Ленского поднятия. Эта ступень рельефа имеет абсолютные отметки от 1000–1050 до 1150–1200 м. В отличие от предыдущего, рассматриваемый уровень распространен не на вершинах главных междуречий, а на боковых водоразделах, отходящих от центральных частей Верхне-Ленского поднятия на север, запад и юг. Наиболее четкие выровненные участки рассматриваемой поверхности наблюдались в верховьях речки Нюча, а также западнее северной периклинали Хандинской впадины. Этот уровень приурочен также и к западной периферии Хандинской впадины и выражен на Киренгско-Хандинском водоразделе в верховьях рек Туколонь, Гарбич, Талая и др. В плане это довольно узкий участок поверхности выравнивания, простирающийся на 10–15 км и имеющий сложный рисунок.

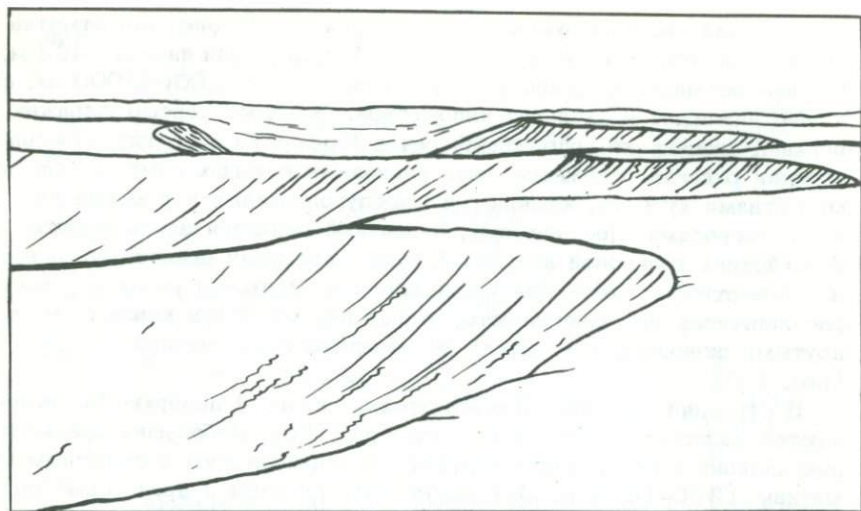


Рис. 11. Верхний уровень полициклической мел-палеогеновой поверхности выравнивания в районе Орленгского поднятия. Видны карообразные верховья р.Нюча. Рисунок Н.В. Тирских по фотографии О.М. Адаменко

Нижний уровень исходного пенеппена развит по склонам тех же боковых водоразделов, в верховьях рек Нюча, Букунай, Когонай, Имери и др. Абсолютные отметки этой ступени – 910–1050 м. Характер рельефа поверхности среднего и нижнего уровней несколько отличен от верхнего, так как они обычно располагаются ниже зоны действия гольцовой денудации, в горно-таежном поясе. На среднем и нижних уровнях отсутствуют нагорные террасы и обширные курумы. Лишь изредка однообразие затаеженной выровненной поверхности нарушается редкими скальными останцами и развалами камней.

От соседней с востока Хандинской впадины средний и верхний уровни отделены достаточно крутым склоном. Вероятно, впадина отделяется от Верхне-Ленского поднятия флексурой, осложненной субпараллельными разломами, по которым выработалась гидросеть ортогонального типа (речки Букунай, Когонай, Имери и др.).

Все три уровня полициклической поверхности не связаны с литоморфными особенностями субстрата, так как на длинных боковых водоразделах, веерообразно расходящихся в разные стороны от Верхне-Ленского поднятия, можно наблюдать срезание единой поверхностью литологически различных пород ордовика. При этом породы субстрата залегают почти горизонтально, а удлинённые участки средней и нижней ступеней имеют заметные (до 2–3°) наклоны от центра поднятия к его периферии.

Реликты разрушенных склонов типа педиментов разделяют верхний и средний или средний и нижний уровни и развиты

крайне ограничено. В плане они имеют вид узких равнобедренных треугольников с дугообразной короткой стороной (см. рис. 7). Судя по вогнутому профилю, — это древние педименты, полностью потерявшие свою активность в дочетвертичное время. Иногда можно наблюдать редкие обнажения на разрушающемся склоне. На междуречье левой и правой Нючи древний педиментированный склон имеет характерную ступенчатость, обусловленную литоморфными факторами.

б) *Древние склоны в пределах исходного пенепплена* распространены практически везде, где удалось выделить реликты исходной поверхности. Естественно, что мел-палеогеновая поверхность не является плоской, а как любой рельеф, состоит из выровненных участков, разделенных склонами незначительной (менее  $1^\circ$ ) крутизны. Они отделяют денудационные участки от западин или древних долин, усложняющих исходную поверхность. Вероятнее всего, древние склоны имеют эрозионно-денудационное происхождение; их формирование происходило в течение тех стадий мел-палеогенового этапа, когда условия тектонической стабилизации и выравнивания нарушались и уступали место незначительной активизации поднятий и некоторому расчленению рельефа. Возможно также, что эти склоны отвечают педиментам, разделяющим верхний и средний или средний и нижний уровни полициклической поверхности выравнивания.

Морфологически древние склоны достаточно четко отличаются от четвертичных склонов меньшей крутизной, значительной выровненностью, задернованностью, очень плавными "мягкими" очертаниями, незначительными размерами в плане (обычно не более 1-2 км<sup>2</sup>). Наблюдения в верховьях пади Петровской, в Лапхайской впадине, на водоразделах рек Лена и Куленга, а также в районе слияния реклевой и Правой Иликты показали, что в большинстве случаев древние склоны очень плавны, почти незаметно сочленяются с вышележащими выровненными участками исходного пенепплена и так же плавно переходят в днища древних западин.

в) *Реликты изолированных западин и древних долин на исходном пенепплене*, возможно, с коррелятными осадками или корами выветривания распространены ограничено и выделяются в основном при дешифрировании аэрофотоснимков и аэровизуальных наблюдениях. Они занимают небольшие площади от нескольких сотен квадратных метров до первых квадратных километров и морфологически представлены отдельными замкнутыми или открытыми с одной стороны блюдцеобразными западинами, с которыми обычно совпадают верховья современных рек. Последние в пределах таких западин имеют дряхлый вид. Там, где реликты древней поверхности сохранились в виде узких удлиненных в плане участков, приуроченных к водоразделам хребтов, элементы возможного аккумулятивного рельефа скорее всего могут быть выявлены на седловинах.

Наиболее типичные древние западины на исходном пенепплене наблюдались на Лено-Куленгском междуречье между Кырминской депрессией и долиной р. Манзурка. Древняя долина выделяется на северо-западном борту Очаульской впадины, между речками Улун и Гер-

билек. Ее верховья имеют "дряхлый" вид: неглубокая плоская заболоченная западина постепенно повышается с юго-запада на северо-восток. Вершина этой долины висячая, "обезглавленная" соседней глубоко врезанной долиной речки Гербилек. Какие-либо осадки в днище долины не обнаружены.

К сожалению, днище древних западин на исходном пенеппене, как правило, лишены каких-либо обнажений. Они заболочены и задернованы, труднодоступны для любого транспорта и поэтому до сих пор практически не разбурены. Лишь в Лапхайской впадине, юго-восточнее пос. Тухум (устное сообщение В.А. Цобина) мелкими скважинами вскрыты белые каолиновые глины, видимо, верхней зоны коры выветривания. Есть все основания полагать, что древние западины и реликты палеогидросети на исходном пенеппене могут оказаться "хранителями" наиболее хорошо сохранившихся от последующих размывов кор химического выветривания или продуктов их ближайшего переотложения.

"Водораздельные" галечники – это комплекс своеобразных древних отложений, сохранившихся от размыва на междуречьях. В их местоположении намечается определенная связь с особенностями орогидрографии, которая, в свою очередь, связана с формированием неоструктуры Предбайкальского прогиба. Эти аллювиальные и, возможно, озерные отложения сохранились в основном на второстепенных водоразделах в виде пятен площадью до 2–3 кв. км. Нет сведений о их распространении на Верхне-Ленском поднятии. Галечники не встречены в наиболее высокой части основного Ангаро-Ленского водораздела (вершина р. Куленга). Их нет на восточном борту Предбайкальского прогиба, на склонах и водоразделах Аkitканского и Байкальского хребтов. Однако на южном окончании последнего в районе бывшего прииска Анай и в истоках р. Лены имеются своеобразные валунные галечники, которые, как и в участках, расположенных южнее, приурочены к древним долинам, содержащим манзурский аллювий (Аносов, 1964; Логачев и др., 1964).

Небольшие поля "водораздельных" галечников и их реликты – экзотические галечники, лишенные супесчаного наполнителя и растянутые по склонам водоразделов процессами солифлюкции, – приурочены в основном к осевой части Предбайкальского прогиба и его пологим склонам. В бассейне р. Киренга они сохранились на его западном борту, не затронутом деятельностью горных ледников. Своеобразно их распространение в междуречье Лены и Ангары. Здесь оно связано с формированием неотектонической структуры прогиба, усложненной второстепенными мезоформами рельефа.

В осевой части прогиба аккумулятивная составляющая исходной поверхности выравнивания оказалась погребенной, и галечники трудно доступны для изучения, в то время как водоразделы сохранили приподнятые, но порой сильно измененные фрагменты древних долин.

Таким образом, возможность генетической диагностики "водораздельных" галечников по гипсометрическому положению осложняется деформацией исходной поверхности. Определение их возраста также

затруднено из-за бедности палинологических находок. Эти образования претерпели значительное воздействие склоновых процессов, в результате чего они местами полностью размывы или перемещены по пологим склонам. На месте их начального расположения порой сохранились лишь отдельные гальки и валуны устойчивых к выветриванию пород. При этом, естественно, происходило также наложение процессов химического выветривания. Галечники и валуны обычно перемешались совместно с продуктами кор выветривания. Например, в 4 км северо-восточнее устья р. Кырма, на выровненном фрагменте водораздела с абсолютными отметками 810–820 м скважинами вскрыты красноцветные коры выветривания, представленные щебнистой глиной с галькой и валунами кварца и кварцитов мощностью 14 м. Они в изобилии содержат обломки кремня и доломитов. Через двухметровый слой глины с дресвой и щебнем желтого цвета красноцветы ложатся на доломиты ангарской свиты нижнего кембрия (устное сообщение А.Н. Потороченко).

Валуны и гальки кварца и кварцитов из "водораздельных" галечников иногда спускаются на дно современных долин. При этом основная роль в смещении продуктов их разрушения принадлежит процессам речной эрозии, педиментации склонов долин. В этом отношении показательна педиментация бортов antecedentного участка долины р. Каменки между пос. Наго-Алых и одноименным "летником". Здесь, в процессе деятельности "забоев" педиментов, заложенных от уровня дна долины по обоим ее бортам, разрушаются почти горизонтально лежащие алевролиты верхоленской свиты и перекрывающие их песчаники юры с лежащими на них галечниками. Устойчивые к выветриванию валуны кварцитов и кварца сместились с исходной поверхности выравнивания ниже на 150–180 м, они образуют скопления на поверхности педимента шириной 600–800 м, полого понижающегося к руслу р. Каменки.

Из приведенных примеров видно, что "водораздельные" галечники испытали различную переработку, связанную с теми или иными рельефообразующими факторами. В первичном залегании они представляют отложения сравнительно крупных палеорек и, вероятно, расширенных, озеровидных участков палеодолин. За счет вторичных процессов, связанных с окислением железистых минералов и их перераспределением, галечники приобретают пестрый или охристый цвет. Связующий песчано-глинистый наполнитель иногда имеет неравномерную ржаво-железистую, порой темно-бурую окраску. Светлая ("белесая") окраска галечников в определенной мере зависит от белого кварцевого песка и однотонных галек кварца и кварцитов.

В строении аллювия часто хорошо выражено горизонтальное напластование отдельных слоев мощностью 0,5–2 м, которые отличаются друг от друга процентным содержанием гравия и гальки. Наблюдаются слои галечников с хорошо окатанной и полированной уплощенной галькой, в которых встречаются отдельные хорошо окатанные валуны до 15–20 см в диаметре. Имеются прослойки песка с редким гравием, а также прослойки и линзы хорошо промытого среднезернистого песка,

состоящего в основном из кварца и в меньшей степени из кремня. Иногда песок косослоистый, характерный для русел спокойных рек. В отдельных случаях плохо сохранившиеся участки "водораздельных" галечников сверху представлены белыми, кремевыми кварцевыми песками, почти без гравия и галек. Намечаются различия в петрографическом составе "водораздельных" галечников. В южной части Предбайкальского прогиба в составе галек и редких валунов, кроме кварца, кварцитов, кремня, имеются порфиры, граниты, кварцевые гравелиты, кристаллические сланцы. В северной части прогиба в составе галек преобладают кварц, кварциты, кремнистые породы серых тонов, доломиты, большей частью окремненные. Граница между этими разновидностями "водораздельных" галечников проходит примерно на широте поселков Чининга и Нюрюткан.

Возможно, что особенности петрографического состава и распространения галечников связаны не только с одновременным размывом гор Прибайкалья. Вероятно, в "водораздельные" галечники южной части поступали продукты разрушения юрских отложений, включающих конгломераты, гальки и валуны метаморфических и изверженных пород, слагающих Байкальскую горную область. Очевидно, они придают дополнительный петрографический фон "водораздельным" галечникам этой части прогиба.

Обнажение "водораздельных" галечников мощностью до 10 м встречено на участке, расположенном у устья р. Улькан, на водоразделе между ручьями Степанова и Фабкакун на абсолютных отметках 520–530 м.

Геолого-геоморфологические условия залегания аллювия позволяют здесь восстановить прибортовой восточный фланж фрагмента мел-палеогеновой палеодолины. Он полого поднимается на восток и в 1,5–2 км переходит в выровненный водораздел, который возвышается над аллювием на 30–40 м. Основание борта долины, загруженное галечниками, приурочено к контакту литологически различных пород кембрия. Это создало благоприятные условия развития коры выветривания мощностью более 4 м. Процесс образования коры выветривания был направлен не только в глубину, но и в сторону постоянно увлажненной части подножия борта палеодолины, сложенного вишнево-красными алевrolитами верхоленской свиты среднего-верхнего кембрия. В этом направлении формирование коры выветривания достигло значительных размеров. Граница отбеливания аргиллитов находится в 250–300 м от галечников. Здесь аргиллиты местами сохранились в белой глине в виде красных пятен с островками-ядрами почти невыветрелых пород.

Еще один фрагмент палеодолины расположен на водоразделе р. Балдахинья и ручья Икчикан. Здесь "водораздельные" галечники обнаружены на абсолютных отметках 490–500 м, а борт палеодолины примыкает к днищу с юга. Далее на юг он постепенно повышается и переходит в выровненный водораздел с абсолютными высотами 590 м. Таким образом, относительная высота второстепенных водоразделов эпохи мел-палеогенового выравнивания достигает 90–100 м.

В сложении Икчиканского поля "водораздельных" галечников значительное место принадлежит прослоям песков мощностью по 0,5–1,5 м. Пески имеют серую, желтоватую, розоватую окраску и различную сортировку. В них содержится дресва и в меньшей мере галька, состоящая из кварца, кварцитов и кремней. Очень редко встречается косая слоистость. Песок состоит из зерен различной степени окатанности и представлен в основном кварцем и меньше – кремнем. Глинистые частицы находятся в незначительном количестве (5–8%). Мощность отложений – 40–45 м.

"Водораздельные" галечники найдены М.А. Кулаковым и другими в бассейнах рек Гарбиткан, Гарбич, Балдахинья. Разрозненные их поля площадью до 2–5 кв. км распространены на абсолютных высотах 600–650 м; галечники достигают мощности 10–15 м. Они приурочены не только к положительным элементам водоразделов, но и к седловинам, которые, очевидно, представляют собой двубортные фрагменты палеодолин. Судя по положению таких фрагментов, рисунок древней гидросети был затейливым и местами, очевидно, приближался к ортогональному.

Наряду с геолого-геоморфологическими признаками, обосновывающими возраст "водораздельных" галечников, имеются косвенные биостратиграфические данные. Как упоминалось выше, на исходном пенеплене в приустьевой части р. Улькан в полости древнего карста М.А. Кулаков обнаружил глины преимущественно каолинитового состава, содержащие споры и пыльцу растений палеогенового времени. Исходя из этого, возраст древнего аллювия не может быть моложе палеогена.

Возраст исходной поверхности определяется по комплексу геолого-геоморфологических данных, в первую очередь по корам выветривания, фиксирующим эту поверхность, и по коррелятным осадкам, формировавшимся в процессе выравнивания и расчленения рельефа исходной поверхности.

Мел-палеогеновые коры выветривания Предбайкальского прогиба изучались многими исследователями (Бессолицын, Файнштейн, 1963; Логачев и др., 1964; Чекин, 1968; Ломоносова, 1972). Особенно богатые материалы получены С.Ф. Павловым, С.А. Кашиком, Т.К. Ломоносовой, В.Н. Мазилковым в 1971–1972 гг. в процессе исследований бокситоносности кайнозойских впадин Прибайкалья. По данным Т.К. Ломоносовой (1972), коры выветривания развиты на карбонатных и алевролитно-песчаниковых отложениях юры и кембрия, а также на грубообломочных терригенных породах мел-палеогенового возраста. Коры выветривания сохранились от размыва на бортах впадин, редко на междуречьях. Лучше всего они представлены на склонах и на погребенных под кайнозойскими отложениями опущенных участках мел-палеогеновой поверхности, доступных для изучения только буровыми скважинами. К формации остаточной коры выветривания, тесно связанной с денудационной поверхностью, отнесены структурная кора выветривания, продукты ее ближайшего переотложения и проявления бокситов.

Минеральный состав кор выветривания, условия их залегания и состав растительных остатков (спор, пыльцы) в перекрывающих го-

ризонтах позволили С.Ф. Павлову и его сотрудникам выделить в мелу-палеогене три возрастных уровня корообразования: позднемеловой, позднепалеоцен-раннеэоценовый и позднеолигоцен-раннемиоценовый. Каждому из этих уровней соответствует кора выветривания вполне определенного состава (Ломоносова, 1972).

Необходимо подчеркнуть, что коры выветривания только в случае их развития по юрским отложениям могут быть уверенно датированы мел-палеогеновым возрастом, так как на более древнем субстрате могут быть развиты позднетриасово-раннеюрские коры, по составу близкие мел-палеогеновым.

К сожалению, на территории Предбайкальского прогиба до сих пор не найдены осадки, коррелятные начальным этапам процессов мел-палеогенового выравнивания и корообразования. Можно лишь по аналогии со смежными регионами западной окраины Сибирской платформы предполагать, что выравнивание и корообразование началось в конце юры или в начале мел- (Плоскогорья и низменности..., 1971).

Наиболее древними, коррелятными эпохе мел-палеогенового выравнивания и корообразования, являются отложения муромцевской свиты (Литвинцев, Тараканова, 1967а), вскрытой в Каменской (Хара-Нурской) впадине. Они представлены темно-серыми глинами, песками и рыхлыми конгломератами, состоящими из хорошо и слабо окрашенной гальки кварца и эффузивных пород, сцементированных темно-серым песчано-глинистым материалом с включением обуглившихся растительных остатков. Общая мощность свиты - около 10 м. По данным спорово-пыльцевых анализов, проведенных Г.И. Таракановой, муромцевская свита имеет позднемеловой - раннепалеоценовый возраст. Выше по разрезу в Хара-Нурской впадине на коре выветривания юрских или кембрийских отложений залегает харанурская свита верхнего палеоцена - нижнего эоцена (Литвинцев, Тараканова, 1967б) мощностью 9 м. Она представлена серыми и темно-серыми кварцево-полевошпатовыми каолинизированными песками, темно-серыми углистыми глинами и песчано-щебнистым материалом.

Спорово-пыльцевые комплексы из отложений харанурской свиты, изученные Г.И. Таракановой (Литвинцев, Тараканова, 1967б), свидетельствуют о том, что в конце палеоцена - начале эоцена на юге Сибирской платформы произрастали широколиственные леса с большой примесью хвойных пород, что характерно для субтропического теплого климата с чередующимися влажными и сухими сезонами года. Именно такие условия были весьма благоприятными для формирования кор выветривания. При литологических исследованиях осадков муромцевской и харанурской свит Г.Г. Литвинцев установил, что в верхнепалеоцен-нижнеэоценовых осадках по сравнению с верхнемеловыми-нижнепалеоценовыми заметно повышается количество устойчивых и уменьшается количество неустойчивых к выветриванию минералов. Одновременно в составе глинистой фракции гидрослюды уступают место каолиниту. Все это свидетельствует в возросшей в палеогене интенсивности процессов химического выветривания, достигшего мак-

симума в начале эоцена. Вероятно, это связано с эоценовыми трансгрессиями западносибирских морей.

В других впадинах (Тулонской, Тыркинской, Гарбитканской, Кырминской) на стратиграфическом уровне, отвечающем муромцевской и харанурской свитам вместе взятым, выделена нерасчлененная тулонская толща (маастрихт – нижний эоцен). Это – глины каолиновые, гиббситовые и бокситовые серовато-коричневые, бокситы, разнозернистые кварцевые пески с гальками кварца, кварцитов и эффузивных пород, с обломками известняков. Общая мощность толщи – до 80 м. Характерно ее залегание в изолированных западинах и карстовых полостях на позднемеловой коре выветривания. Толща с размывом, а в центральных частях впадин без перерыва перекрывается отложениями каменной свиты. Низы толщи – пестроцветные и, видимо, образовались за счет размыва позднемеловой коры выветривания, а верхи – преимущественно сероцветные, иногда с наложенной позднепалеоцен-раннеэоценовой корой выветривания (гиббситовая зона). В Корсаковской впадине подобные отложения с корой выветривания в кровле С.Ф. Павлов выделяет в корсаковскую свиту.

Следующий осадочный ритм во впадинах Предбайкальского прогиба (см. рис. 6) представлен каменной свитой (Литвинцев, Тараканова, 1967б) среднеэоцен-нижеолигоценового возраста, изученной в Каменной, Кырминской, Корсаковской, Тулонской, Тыркинской и Гарбитканской впадинах. Она подразделяется на две подсвиты. Нижняя (среднеэоценовая) подсвита сложена глинистыми кварц-каолиновыми песками, белыми каолиновыми глинами с прослоями бурых углей. Состав отложений подсвиты во впадинах южной части прогиба существенно песчанистый. В северной части прогиба рассматриваемые отложения становятся более глинистыми, возрастает роль углистых глин, в основании разреза появляются бокситовые глины, бобовые бокситы и бокситовидные бобовые породы типа аллитов. Именно к основанию нижней подсвиты каменной свиты приурочен тот среднеэоценовый стратиграфический уровень, с которым связаны проявления бокситов осадочного генезиса (Тулонское, Корсаковское, Тыркинское).

Верхняя подсвита состоит из чередующихся глин светло-серого и вишнево-бурого цветов и белых кварц-каолиновых песков, содержащих пласты бурых углей. Общая мощность каменной свиты колеблется от 50–100 до 350 м. Обильные спорово-пыльцевые комплексы из осадков каменной свиты, выделенные Г.И. Таракановой и В.М. Климановой, а также отпечатки листовой флоры, изученные П.И. Дорофеевым, указывают на то, что территория Ангаро-Ленского междуречья в то время была занята пышными хвойно-широколиственными лесами с значительным (до 15–20%) участием субтропических видов растений (Литвинцев, Тараканова, 1967б). Климат до-прежнему был мягким, гумидным, близким к субтропическому, что способствовало продолжающемуся химическому выветриванию.

Каменный осадочный ритм завершается корой выветривания, наложенной на кровлю каменной свиты, и перерывом в осадконакоплении,

соответствующим примерно среднему олигоцену. Залегающие выше позднеолигоценовые и неогеновые отложения (см. рис. 6) обычно отделены от мел-палеогеновых заметными перерывами, о чем свидетельствует достаточно резкая смена литолого-фациального состава. Наиболее четко следы преднеогенового размыва устанавливаются в Корсаковской впадине по большому количеству галек бокситовых пород в базальном слое неогеновых отложений. Это свидетельствует о размыве большей части каменной свиты и разрушении бокситовой залежи, связанной, по-видимому, с низами ее разреза. Значит, в конце палеогена (точнее в среднем олигоцене) произошло весьма существенное усиление тектонической активности. Поднятия охватили не только междуречные хребты - положительные морфоструктуры, но и разделяющие их линейные синклинальные депрессии. По-видимому, этот рубеж следует считать началом качественно нового этапа в истории развития Предбайкальского прогиба - этапа неотектонической активизации, когда начало формироваться Саяно-Байкальское горное обрамление Иркутского амфитеатра. Именно на этом рубеже окончательно завершилось формирование мел-палеогеновой поверхности выравнивания, подвергшейся в дальнейшем неотектоническим деформациям и активному разрушающему воздействию эрозионных процессов.

Выше уже было показано, что мел-палеогеновая денудационная поверхность полициклична и состоит, по крайней мере, из трех разновозрастных уровней, разделенных ярусами расчлененного рельефа. Очевидно, эти уровни отвечают трем стадиям тектонической стабильности, а разделяющие их уступы образовались в течение стадии активизации, усиления общих поднятий. Можно ли сейчас хотя бы приблизительно оценить возраст намеченных стадий мел-палеогенового этапа? В какой-то мере можно, если обратиться к анализу мел-палеогеновых осадочных формаций. Последние, как было показано выше, представлены в ряде впадин несколькими осадочными ритмами. Исходя из материалов Л. Кинга (1967) и других исследователей, можно считать, что в эпохи выравнивания осадочные коррелятные отложения образуются лишь в отдельных западинах и имеют незначительную мощность. На поверхности выравнивания в это время формируется элювиально-делювиальный "плащ" из разрушающихся скальных останцов и маломощные коры выветривания. Процессы химического корообразования достигают максимальной интенсивности в начале эпох расчленения, если, конечно, этому благоприятствует климат. На протяжении всей эпохи расчленения в условиях усилившейся тектонической активности идет интенсивный вынос продуктов выветривания с выровненных поверхностей в соседние бассейны седиментации. Именно в эти эпохи формируются так называемые коррелятные осадочные формации, которые обычно ошибочно считают коррелятными поверхностями выравнивания. Закономерное строение осадочных ритмов от грубообломочных внизу до тонкообломочных вверху указывает на постепенное затухание поднятий. Эпоха расчленения рельефа сменяется эпохой нового выравнивания, максимум которого приходится на самые верхи осадочных ритмов, иногда несущих на себе явные

следы наложенного корообразования (неоэлювия). Новый осадочный ритм, залегающий на предыдущем с размывом и базальным грубо-обломочным горизонтом, отмечает собой новую эпоху усиления тектонической активности и расчленения рельефа.

К сожалению, слабая изученность кайнозойских впадин Предбайкальского прогиба еще не позволяет окончательно решить вопрос о количестве осадочных ритмов и их возрастных рубежах в этих впадинах. Предстоит еще немалая работа в этом направлении, но кое-какие выводы уже можно сделать и на имеющемся материале.

До начала образования тулонского (муромцевско-харанурского) осадочного ритма был сформирован наиболее древний верхний уровень исходного пенеплена с позднемеловой (домуромцевской) корой выветривания. Следовательно, этот уровень можно датировать поздним мелом. Видимо, именно в это время на поверхности выравнивания была сформирована основная часть "водораздельных" галечников. Накопление осадков тулонского ритма соответствует слабому расчленению верхнего уровня и выработке нового, расположенного гипсометрически ниже, среднего уровня мел-палеогеновой денудационной поверхности (см. рис. 6).

Отложения тулонской толщи развиты весьма ограниченно по площади, а их мощность обычно не превышает первых десятков метров. Преимущественно тонкообломочный глинистый состав отложений, частое залегание не только в тектонических впадинах, но и в карстовых полостях, может указывать на формирование их в условиях слабых поднятий и расчленения верхнего уровня поверхности выравнивания. Значит, тулонская толща, а также муромцевская и харанурская свиты являются коррелятными разрушенным склонам между верхним и средним уровнями мел-палеогеновой денудационной поверхности. Они образовались в течение первого цикла расчленения, охватившего конец мела и часть палеоцена. Видимо, в это время подвергались размыву позднемеловые коры выветривания, служившие основным источником образования тулонской толщи.

К концу тулонского этапа завершилось формирование среднего уровня мел-палеогеновой денудационной поверхности, который должен датироваться поздним палеоценом - ранним эоценом. На этом уровне были сформированы позднепалеоценово-раннеэоценовые коры выветривания с гиббситовой зоной.

Каменская свита имеет все характерные особенности самостоятельного осадочного ритма: нижняя часть ее разреза более грубообломочная, бокситовый уровень в ней свидетельствует о поднятиях и размыве кор выветривания. Это же подтверждает и значительная мощность осадков (до 350 м). По-видимому, каменская свита коррелятна эпохе расчленения рельефа, в течение которой были выработаны склоны-педименты между средним и нижним уровнями мел-палеогеновой поверхности. Значит, нижний уровень образовался в позднекаменское время и должен датироваться поздним эоценом - ранним олигоценом.

Начало следующей эпохи расчленения отмечено базальными слоями булусинской свиты, часто состоящими из песков. Этот разрыв был значительным и отвечал рубежу между двумя регионально развитыми поверхностями — мел-палеогеновой и неогеновой (см. рис. 6).

В целом же рассмотренная поверхность выравнивания охватывает длительный интервал геологического времени и датируется меловым и палеогеновым периодами. Естественно, что более детальные исследования денудационных уровней в пределах этой поверхности и целенаправленное изучение коррелятивных осадочных ритмов позволят в будущем расчленить мел-палеогеновую полициклическую поверхность выравнивания на самостоятельные поверхности, что очень важно для выявления ритмики тектонического режима, предшествовавшего началу неотектонической активизации.

### МИОЦЕН-СРЕДНЕПЛИОЦЕНОВАЯ ПОЛИГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПОВЕРХНОСТЬ ВЫРАВНИВАНИЯ И КОРРЕЛЯТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

На территории Предбайкальского прогиба эта поверхность наиболее детально изучена в последние годы в связи с поисками бокситов. В синклинальных депрессиях прогиба широко развиты аккумулятивные (озерные, аллювиальные, делювиально-пролювиальные) поверхности, отвечающие завершающим этапам формирования позднеолигоцено-среднеплиоценового (карлукского) осадочного ритма. По периферии впадин им соответствуют одновозрастные денудационные уровни, возвышающиеся над днищами впадин на несколько десятков метров и имеющие абсолютные высоты от 600–700 до 800 м. От исходной мел-палеогеновой поверхности они отделены яркими расчлененного рельефа или простыми склонами олигоцен-миоценового возраста (см. рис. 6). Характерная особенность последних — небольшая крутизна и вогнутый профиль, что отличает их от более молодых и более крутых неоген-четвертичных склонов. Прекрасно выраженные древние склоны, переходящие в миоцен-среднеплиоценовую денудационную поверхность, можно наблюдать на северо-западном борту Карлукской впадины, между поселками Аргун и Карлук. Здесь денудационная поверхность "опирается" на аккумулятивную равнину, образованную озерными осадками баяндайской свиты, в связи с чем рассматриваемую поверхность выравнивания мы называем баяндайской. Эта же поверхность с характерным пологоволнистым увалисто-ложбинным рельефом с небольшими относительными превышениями в 10–30 м наблюдалась нами в урочище Жергонский Бор, северо-восточнее села Манзурка, по правобережью долины р. Большая Анга, в районе села Литвиново, на водоразделе между Кырминской и Петровской впадинами и в других местах (рис. 1.2; см. рис. 7,8).

Максимальные превышения исходной поверхности над баяндайской приурочены к положительным морфоструктурам (Качутский, Божеханский и другие валы) и достигают 200 м. Очевидно, только в таких



Рис. 12. Долина р. Унгуры в районе бывш. пос. Подток. Видно сочленение денудационных аккумулятивных участков баяндайской поверхности. Фото А.А. Кульчицкого

случаях можно говорить о большой (100–150 м) глубине средне-позднеолигоценовых врезов. Обычно же эти врезы незначительны, что подтверждается также фаціальным и гранулометрическим составом неогеновых осадков (тонкообломочный, в основном пелитовый материал и преимущественно озерные фации указывают на отсутствие крупных водотоков).

По периферии отдельных впадин Предбайкальского прогиба мел-палеогеновая и неогеновая поверхности выравнивания настолько сближены между собой, что их невозможно расчленить. То же самое можно наблюдать в небольших депрессиях типа Тыльгейской или Лапхайской, где обе поверхности совмещены. Такие участки можно рекомендовать в качестве перспективных на поиски бокситов латеритного типа, где коры выветривания в условиях стабильного тектонического режима могли формироваться длительное время и сохраниться от последующих размывов.

За пределами предгорных понижений краевой части Сибирской платформы баяндайская поверхность выравнивания распространена в основном вдоль долин крупных рек, в связи с чем она получила название "придолинной" (Коржуев, 1959; Равский, 1959; Золотарев, 1964; Логачев и др., 1964). Она занимает промежуточное положение в рельефе между относительно плоскими выровненными в мел-палеогеновое время водораздельными пространствами и интенсивно расчлененными в антропогене террасированными склонами речных долин.

Баяндайская поверхность морфологически представлена относительно выровненным пологоволнистым или пологосклонным холмисто-увалистым рельефом. А.Г. Золотарев (1964) объясняет ее образование процессами пенепленизации, так как она отделяется от более высокой мел-палеогеновой поверхности ярусом расчлененного рельефа. Вместе с тем во многих случаях, например в Карлукской впадине, в верховьях р. Большая Анга и в других местах, сочленение этих двух поверхностей происходит посредством вогнутых слабо расчлененных склонов, что может указывать на участие в формировании баяндайской поверхности процессов педиментации.

Время формирования баяндайской поверхности выравнивания определяется неогеном (миоценом – средним плиоценом), так как она расположена выше уровней самых высоких террас в долинах крупных рек, а значит, ее формирование закончилось до начала образования высоких террас. Последние обычно датируются серединой или концом плиоцена (Коржуев, 1959; Равский, 1959) или же началом эоплейстоцена (Логачев и др., 1964). По-видимому, активизация неотектонического поднятия в среднем олигоцене вызвала бурную вспышку эрозии, благодаря которой ниже мел-палеогеновой поверхности выравнивания довольно быстро сформировался ярус расчлененного рельефа. В разрезах впадин этой эпохи расчленения соответствует аккумуляция отложений булусинской свиты, формирование которой в условиях расчлененного рельефа. От нижележащей каменной свиты она отделена размывом, и лишь в центральных, наиболее по-

груженных частях впадин, эти свиты залегают согласно. Булусинская свита представлена каолинит—монтмориллонитовыми зелеными и коричневыми глинами и кварцево—полевошпатовыми серыми песками, содержащими пласты лигнитов. Мощность свиты колеблется от 40 до 200 м. В ее осадках обнаружена фауна моллюсков, возраст которых С.М. Попова (1968) определяет как поздний олигоцен — ранний миоцен. Спорово—пыльцевые комплексы, изученные Г.И. Таракановой и В.М. Климановой, сближают булусинскую свиту с некрасовской серией Западной Сибири, которая датируется средним — верхним олигоценом. Видимо, наиболее вероятный возраст свиты — верхний олигоцен. Среднеолигоценные поднятия были кратковременными и имели в общем небольшую суммарную амплитуду. Поэтому уже в миоцене вновь установилось равновесие между процессами тектоники и денудации, и эрозионное расчленение рельефа уступило место денудационному выравниванию, которое происходило в течение почти всего неогенового периода. Этому длительному этапу тектонической стабилизации соответствует накопление осадков баяндайской и байшинской свит (Литвинцев, Тараканова, 1967б).

Баяндайская свита мощностью от 30—50 до 150—300 м представлена карбонатно—глинистыми осадками — серыми, темно—серыми, серо—зелеными и зелено—бурыми песчанистыми карбонатными глинами с прослоями мергелей, известняков, часто ракушнякав, кремнисто—углистых пород типа аргиллитов и сланцев, диатомитовидных песчаников. В нижних частях разреза свиты иногда присутствуют маломощные (1—2 м) прослойки мелко— и среднезернистых косослоистых кварцево—полевошпатовых песчаников. Верхние горизонты свит часто литологически обособляются, замещаясь красно—бурыми тонкодисперсными гидрослюдисто—монтмориллонитовыми существенно бескарбонатными глинами, с включениями железистых и марганцовистых конкреций. Эту часть разреза мощностью от нескольких метров до 30—50 м Г.Г. Литвинцев и Г.И. Тараканова (1967б) выделяют в качестве самостоятельной байшинской свиты. Подобного типа глины часто развиты по периферии впадин и представляют собой делювиальные фации баяндайской свиты.

В некоторых впадинах, например в Карлукской, вся серия отложений, соответствующая булусинской, баяндайской и байшинской свитам, не расчленяется и выделяется в качестве единой карлукской толщи. Для этого крупного осадочного ритма в целом характерен существенно монтмориллонитовый состав глин, высокая карбонатность пород и постепенное исчезновение лигнитов, что свидетельствует об изменении климатических условий на рубеже палеогена и неогена. Влажный и теплый гумидный климат олигоцена в начале миоцена уступил место более засушливому, но все еще достаточно теплому, семиаридному климату, что наложило четкий отпечаток на формационный состав баяндайской свиты. В условиях такого климата формировалась своеобразная сиаилитно—карбонатно—монтмориллонитовая кора выветривания, продукты разрушения которой в изобилии переотлагались в миоценовых солоноватоводных озерах. Озерный режим баян—

дайского этапа седиментации указывает на спокойные тектонические условия, благоприятствовавшие развитию равнинных ландшафтов. Многочисленные системы озер, видимо, соединялись спокойными речками с общим стоком в сторону долины р. Лены. Богатые комплексы малакофауны позволили Г.Г. Мартинсону и С.М. Поповой датировать баяндайскую свиту средним — верхним миоценом.

Палинологические исследования В.М. Климановой (Логачев и др., 1964) и Г.И. Таракановой (Литвинцев, Тараканова, 19676) показали, что в баяндайское время в составе растительности произошли существенные изменения по сравнению с булусинским. Оligоценовые хвойно-широколиственные леса тургайского типа уступили место более умеренной, заметно обедненной флоре миоцена, представленной широколиственно-хвойными лесами, чередующимися с открытыми пространствами. Климат был теплый и сухой, лишь периодически он уступал место более влажному.

На рубеже миоцена и плиоцена произошло еще более заметное иссушение климата, что доказывается красноцветным обликом и бескарбонатным гидрослюдисто-монтмориллонитовым составом глин байшинской свиты. В ландшафтах начали преобладать открытые пространства типа саванн с островными широколиственно-хвойными лесами. Изменился также характер выветривания пород: началось формирование типичных красноземных (железисто-гидрослюдисто-монтмориллонитовых) кор, поставлявших материал для формирования красноцветов.

Таким образом, литологические особенности осадочных формаций миоцена — среднего плиоцена позволяют сделать вывод о сравнительно спокойных (стабильных) тектонических условиях, способствовавших формированию региональной поверхности выравнивания.

### ПОЗДНЕПЛИОЦЕНОВАЯ ПОЛИГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПОВЕРХНОСТЬ ВЫРАВНИВАНИЯ И КОРРЕЛЯТНЫЕ ОСАДКИ

Эта поверхность является внутридолинной, развитой локально в виде ступенчатых педиментов и аллювиальных равнин, возвышающихся над урезами современных рек на 80–100 м. Она соответствует завершающим фазам формирования манзурской и ангинской свит, поэтому ее можно назвать позднеманзурской. Аккумулятивные части рассматриваемой поверхности наиболее широко распространены вдоль левого склона долины р. Манзурки от села Подток до села Харбатово (рис. 13) и по обоим склонам долины р. Лены от устья р. Иликты до пос. Качуг. Особенно широкие площади заняты долинными педиментами позднеманзурского возраста на левобережье р. Лены между селами Харбатово и Качуг. Здесь аккумулятивная часть поверхности представлена в виде широкой древней надпойменной террасы высотой от 60–80 до 100–120 м.

Прекрасно выраженные почти плоские останцы позднеманзурской денудационной поверхности можно наблюдать между пос. Подток и

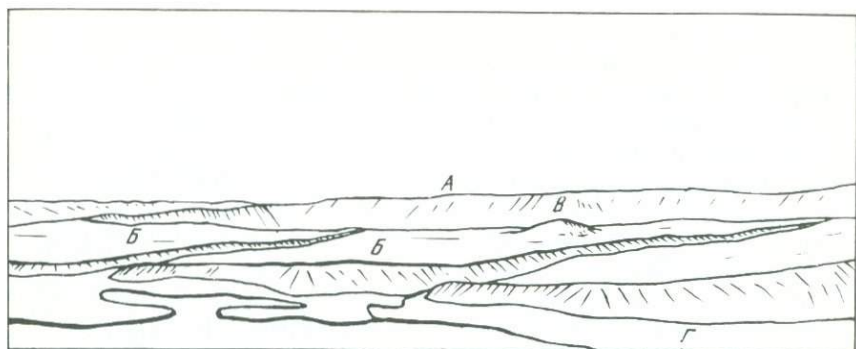


Рис. 13. Геоморфологические уровни в долине р. Манзулки у села Харбатово. Рисунок Н.В. Тирских по фотографии А.А. Кульчицкого

А - мел-палеогеновая поверхность выравнивания; Б - позднеплиоценовая (придолинная) поверхность выравнивания с останцом (В) разрушенной миоцен-среднеплиоценовой поверхности; Г - пойма р. Манзулки; отдельно показан останец (В) миоцен-среднеплиоценовой поверхности в верховьях пади Хохонской



пос. Капшыгай, где р. Унгура глубоким (до 120 м) antecedentным ущельем прорезывает северо-восточное окончание хр. Черем-Хаем (см. рис. 12). Здесь обнажен аллювий манзурской свиты, которая вскрыта карьерами у самого перевала между долиной р. Унгура и Карлукской впадиной. Под этот уровень конечной позднеманзурской аккумуляции "срезано" северо-восточное окончание хребта, сложенное известняками нижнего кембрия. Абсолютные отметки этой поверхности достигают 680 м, а наиболее высокие отметки карьеров, вскрывающих манзурскую свиту, отвечают высотам 640-660 м. На этом участке мы видим оба борта древней долины р. Манзулки, пересекавшей в позднем плиоцене хр. Черем-Хаем в районе перевала. Позже, в плейстоцене, р. Манзулка (Унгура) отошла от своей долины вправо и прорезала ее борт ущельем между современными поселками Подток и Капшыгай, образовав молодую долину прорыва.

Прекрасно выражены позднеманзурские поверхности в районе села Харбатово, где они глубоко, в виде "залيفов", заходят в пределы мел-палеогеновой поверхности, "разъедая" ее (верховья падей Хохонской, Игнашихи, Булагской, Бухойской, Исетской, Хархируры и др.). Денудационные уровни этой поверхности с отметками 600-670 м постепенно, почти незаметно сливаются с верхним уровнем аккумуляции манзурского седиментационного ритма. Здесь, на манзурской поверхности можно наблюдать останцы почти полностью унич-

тоженной миоцен–среднеплиоценовой поверхности (рис. 13), возвышающиеся на 20–30 м. Такие же останцы нередко встречаются и в долине р. Лены. Склоны останцов вогнутые и представляют собой типичные педименты. Придолинная позднеманзурская поверхность по правобережью Лены (ниже пос. Качуг) образует широкую (до 3–5 км) увалисто–волнистую равнину, распаханную и занятую посевами. На поверхности ее кое–где встречаются гальки различных пород палеозоя, в том числе и экзотические для этого района. Ее нельзя спутать с высокой террасой, так как она имеет слабый наклон в сторону долины р. Лены, а ее поверхность представлена типичным денудационным микрорельефом. У самой долины эта поверхность постепенно переходит в 100–метровую надпойменную террасу. Значит, эта терраса, сложенная манзурским аллювием, служила базисом денудации для позднеплиоценовой поверхности выравнивания.

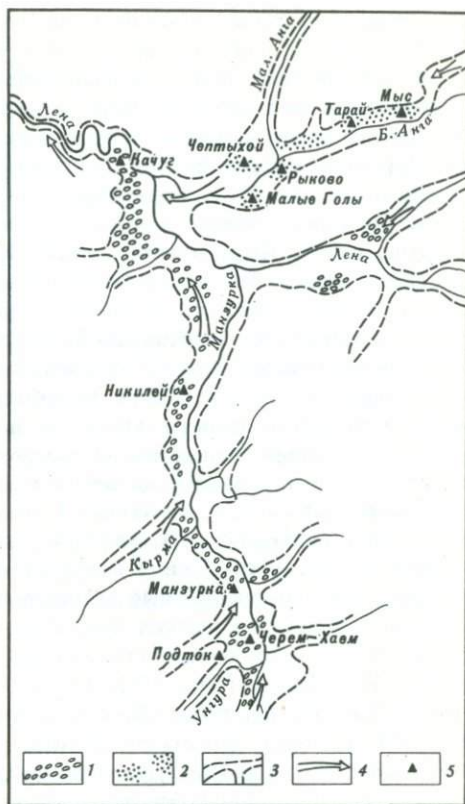
Сочленение позднеманзурской поверхности с более древними (баяндайской и исходной) происходит посредством круглых вогнутых склонов, что указывает на педиментационный механизм формирования первой. Позднеманзурская поверхность расположена на 20–50 м ниже баяндайской, однако глубина предманзурского вреза значительно больше (100–150 м), так как подошва манзурской свиты залегает глубоко под гальвегами современных рек.

Возраст позднеманзурской поверхности можно определить, исходя из стратиграфического положения красноцветных отложений, а также аллювия манзурской и ангинской свит. Нами получены существенно новые палеонтологические материалы, позволяющие уточнить возраст стратиграфических уровней. При специальном просеивании и промывке песков, гравия и илов удалось обнаружить богатые комплексы мелких млекопитающих в трех горизонтах ангинской свиты (Малые Голы, Мыс, Рыково), в верхней и нижней частях манзурской свиты (Качуг, Никилей, Манзурка, Черем–Хаем), а также в красноцветных отложениях у бывш. пос. Подток (рис. 14). Анализ стратиграфического положения этих свит имеет очень важное значение не только для выяснения возраста позднеманзурской поверхности, но также для определения одного из главнейших вопросов неотектоники – начала главной фазы горообразования в Саяно–Байкальском горном поясе и активных погружений в Байкальском рифте. Поэтому проблема стратиграфии эоплейстоценовых отложений приобретает первостепенное значение при решении узловых вопросов четвертичной геологии, геоморфологии и неотектоники Прибайкалья и Сибирской платформы. Эоплейстоценовые отложения занимают пограничное положение между двумя крупными седиментационными комплексами (Логачев, 1968) – олигоцен–плиоценовой формацией молассоидов и плиоцен–четвертичной молассовой формацией. Молассоиды формировались в широких прогибах среди невысоких плато и низкогорий, тогда как молассовая формация образовалась в эпоху мощных горообразовательных процессов.

Начало главной фазы орогенеза может быть достаточно уверенно определено только после решения спорного вопроса о геологическом

Рис. 14. Местонахождения ископаемой микротериофауны в древних долинах рек Лены, Манзурки и Анги. Составила Р.С. Адаменко

1 - участки современного распространения манзурского аллювия, сохранившегося от размывов; 2 - участки распространения ангинского аллювия; 3 - контуры древних долин; 4 - направление стока по древним долинам; 5 - местонахождения фауны и их названия



возрасте красноцветов, занимающих промежуточное положение между названными формациями, но тяготеющих все же больше к верхней формации. Последняя имеет охристый облик, что обусловлено избыточным количеством в ней окисных соединений железа, образовавшегося при красноземном выветривании в условиях

аридного или семиаридного климата, столь характерного для плиоцена и начала эоплейстоцена. Типичные красноцветные тонкодисперсные глины имеются в верхах баяндайской свиты и часто выделяются в самостоятельную байшинскую (Литвинцев, Тараканова, 1967б) свиту, завершающую карлукский осадочный комплекс, образовавшийся в условиях вялого тектонического режима до начала главной фазы орогенной активизации. Эти красноцветные отложения мы называем нижними красноцветами. Они достаточно четко (по литогенетическому облику и по размывам) отделяются от верхних красноцветов охристой свиты - красно-бурых и бурых преимущественно глинистых пород, насыщенных грубыми обломками, свидетельствующими о начале орогенетических поднятий в складчатом обрамлении Сибирской платформы.

Таким образом, тектонический рубеж, отделяющий орогенную формацию моласс от доорогенной формации молассоидов, не совпадает с климатическим рубежом, обусловившим смену умеренно-гумидной и семиаридной обстановок.

Нижние красноцветы (байшинская свита) - это преимущественно озерные, реже делювиально-пролювиальные тонкодисперс-

ные горизонтально-слоистые глинистые отложения, содержащие тонкие (1–2 см) прослои мергелистых глин, мергелей и известняков и связанные постепенными фациальными переходами с зелено-серыми глинами баяндайской свиты. Мощность – от нескольких метров до 40–50 м. Они вскрыты буровыми скважинами в Кырминской (Хара-Нурской), Баяндайской, Карлукской и других впадинах (Литвинцев, Тараканова, 19676). Красноцветные отложения залегают также на водораздельных увалах между впадинами. Они наблюдались нами совместно с А.Н. Потороченко и М.И. Кореневским в скв. 221, расположенной между Карлукской и Петровской впадинами. Здесь красно-бурые глины с галькой устойчивых пород лежат под темно-коричневым суглинком на глубине 8–18 м. Скв. 333, которая расположена на юго-восточном борту Петровской впадины, вскрыты красноцветные глины склонового ряда. Они находятся сразу же под почвенным слоем, достигают мощности 16–17 м и лежат на маломощной коре выветривания карбонатных пород кембрия. В нижней части разреза красные глины содержат обломки кремнистых пород.

Таким образом, в Петровской впадине сохранились участки красноцветных покровных образований, которые в свое время имели значительное распространение и перекрывали как водоразделы, так и их склоны. Эти красноцветные образования отвечают байшинской свите.

Опорный разрез нижних красноцветов, который можно считать стратотипом этой толщи, обнажается на о. Ольхон, между селами Хужир и Харанцы (рис. 15). Впервые этот разрез в 1968 г. обследовал Я.Я. Клейн, который обнаружил здесь кости мелких оленей. В 1970 г. нами совместно с Д.В. Лопатиным собраны кости микромаммалий, позволяющих уточнить возраст нижних красноцветов (Р. Адаменко, 1971а). Харанцовский разрез расположен на северо-западном берегу о. Ольхон, в 2 км к юго-западу от села Харанцы, против Хужирского аэропорта. Здесь на берегу Малого моря на цоколе из размытой коры выветривания метаморфических сланцев докембрия залегают косослоистые пески и гравий, сцементированные зеленой глиной мощностью 3–4 м (халагайская свита, слой 4). Выше с четким размывом залегают нижние красноцветы мощностью 3–5 м, представленные частым переслаиванием жирных песчаных глин различной окраски: шоколадных, каштановых, коричневых, светло-желтых с желваками и линзами белого известняка (слой 3). У основания пачки обособляются два линзовидных горизонта щебнисто-глинистого гравия мощностью до 5–10 см. Среди гравия встречаются редкие обломки раковин моллюсков и кости грызунов. Нижние красноцветы с размывом перекрываются пачкой (слой 2) верхних красноцветов (см. ниже). В основании нижних красноцветов собраны кости мелких млекопитающих, принадлежащих, по определению Р.С. Адаменко (1971а), *Lagomidae* gen.?, *Leporidae* gen.?, *Microtodon* sp., *Proochotona* sp. Последняя форма более примитивная, чем эоплейстоценовые пищухи из Забайкалья (Ербаева, 1970), что вместе с находкой *Microtodon* sp. позволяет датировать вмещающие отложения доэоплейстоценовым (скорее всего среднеплиоценовым) возрастом,

тем более, что под ольхонскими красноцветами залегает миоценово-плиоценовая халагайская свита.

Верхние красноцветы (охристая свита) отличаются от нижних более "грязными" тонами окраски и значительной засоренностью глин неокатанным обломочным материалом. Генезис их преимущественно делювиально-пролювиальный. Верхние красноцветы в вышеописанном Харанцовском разрезе на о. Ольхон (рис. 15, слой 2) залегают на нижних с явным размывом и представлены 5-6-метровой толщей грязно-бурых плотных неслоистых глин со щебенчатым изломом, с обломками (щебнем и глыбами) различных местных кристаллических пород.

К тому же верхнему горизонту красноцветов отнесены красные глины со щебенкой докембрийских пород, которые наблюдались А.А. Кульчицким, Д.В. Лопатыным и В.И. Устиновым в северной части о. Ольхон. Они вскрыты 7-метровым шурфом у оз. Ур-Гэн-Тей и лежат под 4,5-метровой толщей серо-желтоватых щебнисто-супесчаных четвертичных пролювиально-делювиальных отложений.

В качестве опорного разреза верхних красноцветов (охристой свиты) может быть предложен разрез в карьере близ бывшего пос. Подток (рис. 15), в левом борту долины р. Унгура, где на высоте 40-50 м над руслом реки под плейстоценовыми светло-коричневыми и бурыми супесями залегают:

Мощность, м

- |  |       |
|--|-------|
| 1. Красно-бурые супеси и суглинки, обильно насыщенные хорошо окатанными галечниками и редкими валунами до 0,6 м в диаметре. Обломочный материал составляет около 40-45% от общей массы породы и представлен жильным кварцем, кварцитами белыми и светло-серыми, серицитовыми и графито-слоистыми кварцитами, кремнистыми и доломитовыми породами ангарской свиты, реже розовыми биотитовыми гранитами. Наблюдается неясная слоистость, параллельная склону . . . . . | 1,5-3 |
| 2. Галечники, сцементированные плотной красно-бурой глиной, с редкими линзами красно-бурых глинистых песков. Две такие линзы размером 1×0 и 3×0,1 м полностью промыты, в результате чего удалось собрать костные остатки грызунов и обнаружить нижний последний коренной зуб мелкой формы Bovidae (определение Э.А. Вангенгейм), ближе в настоящее время не определимой . . . . .  | 3-5   |
| 3. Розовато-серый речной гравий с примесью среднекрупнозернистого, местами глинистого кварцевого песка и редких хорошо окатанных галек кварца, различных кварцитов, доломитов, кремнистых пород и розовых биотитовых гранитов. Слоистость горизонтальная . . . . .   | 0,5   |

Ниже — размытая поверхность позднеолигоцен—миоценовой зеленовато—серой монтмориллонитовой коры выветривания по доломитам ангарской свиты.

Гипсометрически выше располагаются выемки и небольшие карьеры, вскрывающие манзурскую свиту (рис. 15), что послужило основанием для Н.А. Логачева, Т.К. Ломоносовой и В.М. Климановой (1964) считать вышеописанный разрез красноцветных отложений доманзурским аллювием. Соглашаясь с доманзурским возрастом этих осадков, мы все же склонны считать типичным аллювием только слой 3. Вышележащие слои 2 и 1 правильнее было бы отнести к склоновым (или прибортовым) образованиям охристой свиты. Гальки же в этих слоях значительно древнее их и были смыты в древнюю долину с выровненных междуречных пространств, изобилующих хорошо окатанными гальками и валунами устойчивых к выветриванию пород.

В слое 2 (рис. 15) нами в 1972 г. собрано более 600 костных остатков мелких млекопитающих, из них около 300 определимые<sup>1</sup>: *Insectivora* gen., *Lagomorpha*: *Hypolagus*? sp., *Ochotona* sp., *Rodentia*: *Allactaga* sp., *Villanyia* cf. *petenyii* (Mehely), *V. cf. fejervari* (Kormos), *Mimomys pliocenicus* F. Major. M. cf. *hintoni* Fejfar, *M. reidi* Hinton, *M. ex gr. intermedius* (мелкие), *M. intermedius* Newton, *Microtidae* gen. (с корнями без цемента), *Microtidae* gen. (с корнями и с цементом), *Clethrionomys* sp. Фауну мелких млекопитающих в районе бывшего села Подток можно охарактеризовать как микротидную (полевковую), состоящую преимущественно из корнезубых полевков родов *Villanyia* и *Mimomys* (до 90%). На долю зайцеобразных приходится 6%. Немногим более 1% составляют тушканчики и рыжие полевки. Такой состав микротериофауны позволяет считать ее более молодой, чем лагоморфные и мимомисно—лагоморфные фауны Береговой в Забайкалье (Ербаева, 1970), Троицкого на Алтае (Вангенгейм, Зажигин, 1969), Бетеке в Казахстане (Вангенгейм и др., 1972), Кучурганского гравия в Причерноморье (Шевченко, 1965), которые относятся к молдавскому (русильонскому) фаунистическому комплексу.

Возраст вмещающих отложений определяется нами по присутствию полевки *Mimomys* cf. *hintoni*, описанной впервые Фейфаром (Fejfar, 1961) из нижневиллафранкских отложений местонахождения Паипаска I. Проанализировав и сравнив строение постоянных корней *Mimomys* cf. *hintoni* из района села Подток, западносибирских из района 2 Камень—на—Оби (Р. Адаменко, 1971б) и села Лебяжье—Подпуск (коллекция ГИН АН СССР, любезно предоставленная для просмотра В.С. Зажигиным), мы пришли к заключению о их морфологической близости; задний корень  $M_2$  располагается над резцом, призматическая складка развита на всех стадиях индивидуаль-

<sup>1</sup>Здесь и ниже определения мелких млекопитающих выполнены Р.С. Адаменко.

ного развития, марка на  $M_1$  и  $M^3$  присутствует постоянно, корни формируются относительно поздно. Остальные полевки вилланийной и мимомисной групп сохраняют отчасти черты архаичности хапровской фауны и обнаруживают близкое сходство с теми же видами из района села Лебяжье-Подпуск, которые В.С. Зажигин относит к лебяжьиному комплексу, соответствующему хапровскому комплексу Восточной Европы или среднему виллафранку Западной Европы (Вангенгейм и др., 1972; Вангенгейм, Зажигин, 1972). Фауна у бывшего села Подток относится ко второй половине раннего эоплейстоцена. Судя по данным спорово-пыльцевых анализов (см. ниже), а также учитывая мнение И.Мегели (Mehely, 1914) об экологии грызунов микротидной группы, можно предположить, что подтокская фауна обитала в условиях лесостепных или степных пространств. Однако незначительное количество степняков (*Ochotona*, *Allactaga*), появление, хотя и в единичном экземпляре, лесных полевок *Clethrionomys* может указывать на наличие лесных массивов по долинам рек. Это подтверждается также присутствием обитателей приречных биотопов: *Mimomys intermedius* (Newton) и *M. ex gr. newtoni-pusillus*. Можно предположить, что в это время на территории Прибайкалья существовали теплые, засушливые климатические условия.

Из глинистых песков слоя 2 (рис. 15) В.М. Климанова (Логачев и др., 1964) выделила спорово-пыльцевый комплекс с обильной пылью травянистых растений семейств Chenopodiaceae, Compositae (особенно много пыльцы *Artemisia* sp.), Leguminosae, Rosaceae и единичной пылью *Pinus sibirica*, *Pinus* sp. Этот комплекс свидетельствует об относительной сухости климата и преобладании степной растительности в эпоху накопления верхних красноцветов.

Аналогичные образования в Забайкалье датируются по фауне млекопитающих нижним и частично средним эоплейстоценом (Тологой, Додогол, Береговая, Итанца и другие разрезы), что доказано исследованиями Н.А. Логачева, Т.К. Ломоносовой и В.М. Климановой (1964), авторов книги "Антропогенные отложения...", (1964), Д.Б. Базарова (1968) и др. Таким образом, наши наблюдения подтверждают давно упрочившиеся представления о нижнеэоплейстоценовом возрасте главной массы красноцветов Прибайкалья. Из этого следует, что байшинской свите Прибайкалья соответствует только нижний горизонт, связанный с доорогенной формацией молассоидов, а верхний горизонт красноцветов следует относить к охристой свите, залегающей в основании орогенной формации моласс. Оба эти горизонта разделены перерывом в осадконакоплении, на который приходится формирование красноземной коры выветривания. Западнее Байкала аналоги описываемых отложений выявлены Г.Г. Литвинцевым в 1970 г. в Присяянье, где в одной из скважин из района г. Ангарска в коричнево-бурых глинах, залегающих на аллювиальных отложениях Картагонской депрессии, им обнаружен *Prosiphus* sp. (aff. *praetingi* Teilhard). Этот вид цокора позволяет датировать красноцветные отложения Присяянья нижним - средним эоплейстоценом (верхним плиоценом).

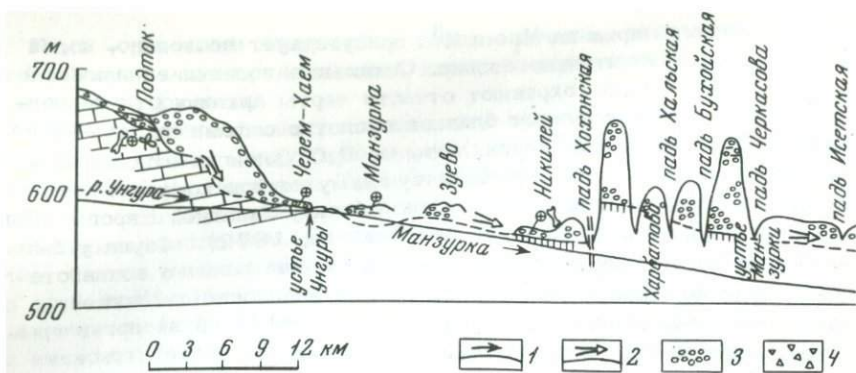


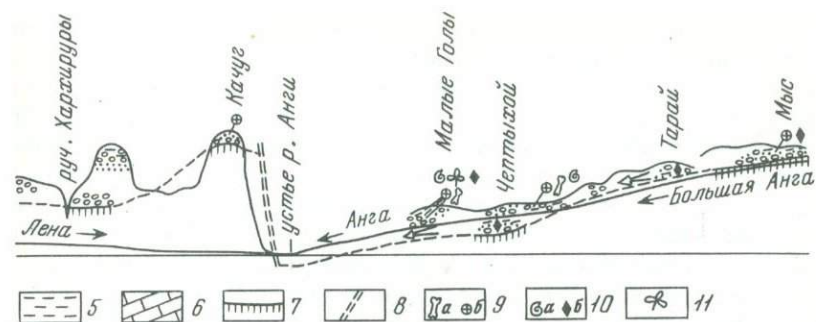
Рис. 16. Разрез вдоль древних долин рек Манзурки и Анги. Составил О. М. Адаменко

1 - продольный профиль русел современных рек; 2 - подошва манзурского и ангинского аллювия; 3 - песчано-гравийно-галечниковые отложения; 4 - глины со щебнем; 5 - иловатые суглинки;

Исходя из изложенных выше данных, красноцветные отложения окристой свиты Прибайкалья в целом должны датироваться в пределах от конца среднего до середины верхнего плиоцена по схеме МСК, или нижним эоплейстоценом по схеме ГИН АН СССР. Взаимоотношения красноцветов с манзурским аллювием пока нельзя считать выясненными окончательно, хотя совершенно очевидно, что большая часть их разреза явно древнее манзурской свиты (рис. 15).

Манзурская свита, или манзурский аллювий (Логачев, Абрамова, 1958; Логачев и др., 1964; Антропогенные отложения..., 1964; Плоскогорья и низменности..., 1971) - довольно мощная (от 10-20 до 150-195 м), сложно построенная толща контрастных аллювиальных песчано-гравийно-галечниковых отложений, широко распространенных на Ангаро-Ленском междуречье, где они выполняют древние долины, часто не совпадающие с современными (рис. 16, см. рис. 14). Наиболее протяженная река пра-Манзурка брала свое начало на северо-западных склонах Приморского хребта, а может быть вытекала из Байкала и протекала затем на северо-восток вдоль основного направления байкальских структур между хр. Приморским и Онотской возвышенностью. После пересечения Косой степи она отклонялась к северу и, прорезая под острым углом платформенные структуры, впадала в районе села Качуг в р. Лену. Вдоль синклинали долинобразных депрессий располагались притоки пра-Манзурки, древние долины которых унаследованы ныне реками Ангой, Кырмой и др. Манзурский аллювий залегает на осадках баяндайской свиты, часто прорезая ее на большую глубину (см. рис. 6).

Для манзурской свиты характерно многократное чередование отдельных линз и пачек руслового аллювия, представленного жел-



6 - известняки ангарской свиты; 7 - песчаники верхоленьской свиты; 8 - предполагаемые разломы; 9 - фауна крупных (а) и мелких (б) млекопитающих; 10 - моллюски (а), остракоды (б); 11 - споро-пыльцевые комплексы

товато-серыми, а местами окристыми галечниками, разнозернистыми песками и гравием с редкими прослоями светлых или зеленовато-бурых монтмориллонит-гидрослюдистых глин. Большая мощность осадков при однообразии их фациального состава свидетельствует о накоплении свиты в условиях неотектонического опускания, наступившего вслед за активизацией орогенных поднятий на рубеже плиоцена и эоплейстоцена. Бурые, желтые и окристые тона окраски манзурского аллювия указывают на формирование его в условиях еще достаточно теплого климата, когда "красноцветный" тип литогенеза постепенно уступал место "сероцветному". Характерная окраска манзурского аллювия и обилие в нем железистых новообразований в виде послонных примазок, а также трещин, секущих слоистость и заполненных лимонитом, сближает эти отложения с окристой свитой, широко развитой во впадинах байкальского типа.

До последнего времени манзурская свита оставалась палеонтологически немой. Лишь в 1971-1972 гг. после тщательных и трудоемких поисков нам удалось впервые обнаружить богатые захоронения фауны мелких млекопитающих в карьерах у сел Качуг, Манзурка, Черем-Хаем, Никилей и единичные резцы и неопределимые косточки грызунов у сел Харбатова и Зуево. Эти сборы позволили достаточно надежно определить место манзурского аллювия в стратиграфической шкале Прибайкалья. Собранная нами фауна принадлежит к двум различным группам, представляющим сибирский вариант хяпрковского и таманского комплексов Восточной Европы. Более древняя фауна, близкая к хяпровской, обнаружена в 1972 г. в карьере Черем-Хаем (см. рис. 14, 15), который расположен на северо-восточном окончании хр. Черем-Хаем, в долине р. Манзурки против моста у села Самодурово. Здесь вскрыто основание манзурской сви-

ты, залегающей с размывом на глинистом структурном элювии по карбонатным породам нижнего кембрия.

Манзурский аллювий видимой мощностью 4–5 м представлен ко-  
сложистыми галечниками белесого цвета. В основании аллювия, в  
1 м над цоколем, среди галечников залегала линза (1 × 0,5 × 0,3 м)  
глинистого гравия с тонкими прослойками песков. В результате про-  
мывки пород этой линзы ситами собрано 78 остатков мелких мле-  
копитающих, из них 48 определимые: *Lagomorpha: Ochotona* sp.;  
*Rodentia: Villanyia* cf. *fejervaryi*, *Mimomys pliocaenicus* F. Major, *M.*  
aff. *coelodus* Kretzoi, *M. reidi* Hinton, *M. ex gr. newtoni-pusillus*,  
*Clethrionomys* sp., *Prosilphneus* sp., *Microtidae* gen. (с корнями без  
цемента), *Microtidae* gen. (с корнями и цементом). Фауна из карьера  
Черем-Хаем по видовому составу несколько обеднена по сравнению  
с фауной из района села Подток. Вероятно, это связано с относи-  
тельно небольшими сборами костных остатков мелких млекопитаю-  
щих. Корнезубые полевки родов *Villanyia* и *Mimomys* составляют 87%

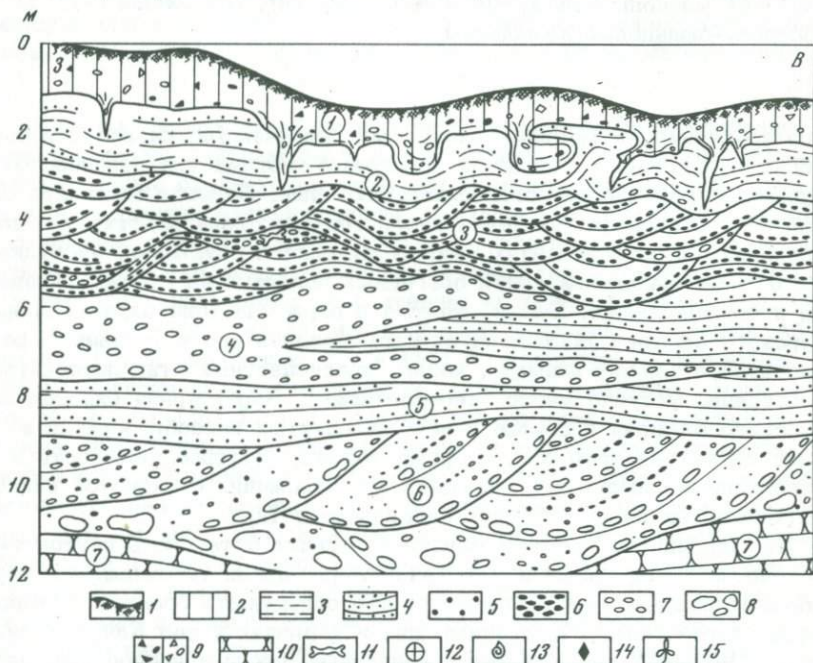


Рис. 17. Разрез манзурской свиты у села Никилей. Зарисовка  
О. М. Адаменко

1 - почвы; 2 - суглинки лёссовидные; 3 - супеси; 4 - илы;  
5 - пески; 6 - гравий; 7 - галечники; 8 - валуны; 9 - щебень  
и глыбы; 10 - песчаники; 11 - кости крупных млекопитающих;  
12 - фауна грызунов; 13 - моллюски; 14 - остракоды; 15 - спо-  
рово-пыльцевые комплексы. Цифры в кружках соответствуют номе-  
рам описания слоев в тексте

и сохраняют черты примитивности виллафранкской фауны. В целом же она близка микротидной фауне из района села Подток и датируется второй половиной раннего эоплейстоцена.

Следующая ступень в развитии фауны, представленная более молодым комплексом микротериофауны, близким к таманскому комплексу Восточной Европы, характерна для верхней части разреза манзурской свиты. В 1971 г. эта фауна была собрана нами в карьерах вблизи сел Никилей и Качуг, а в 1972 г. — у села Манзурка и до-полнительно у села Никилей (см. рис. 14, 15, 16).

Никилейский разрез (рис. 17) расположен в 4–5 км к северу от села Никилей, между 32 и 33 км тракта Качуг–Иркутск, на левом борту долины р. Манзурки, на высоте 30–40 м над поймой. В западной стенке карьера обнажаются (сверху вниз):

Мощность, м

- |   |     |
|---|-----|
| 1. Среднечетвертичный делювий: бурые, очень плотные лёссовидные суглинки, смятые криотурбациями . . . | 0–2 |
|---|-----|

Манзурская свита

- |  |       |
|--|-------|
| 2. Пески светло-желье, местами белесые, грубозернистые, с гравием и гальками, с редкими прослоями супесей. Верхняя часть слоя смята и разбита клиньями . . . . .   | 2–3,6 |
| 3. Пески грубозернистые и гравий, хорошо окатанные и отсортированные, с характерной слоистостью руслового типа. Изредка встречаются небольшие линзы глинистого гравия с примесью галечек мощностью до 5–10 см и протяженностью до 1–2 м. В одной из таких линз найдены кости запястья и фаланг ближе неопределимого парнокопытного средней величины (определение Э.А. Вангенгейм), а при промывке обнаружено богатое захоронение фауны мелких млекопитающих (рис. 17, см. рис. 14) . . . . . | 3,6–6 |
| 4. Галечники средние, охристо-рыжие, полимиктовые, горизонтально-слоистые . . . . .  | 6–7,5 |
| 5. Пески светло-серые тонкозернистые, горизонтально-слоистые, сцементированные внизу слоя суглинстым материалом. Слои 4 и 5 тесно связаны фациальными переходами . . . . .   | 7,5–9 |
| 6. Галечники крупные, серые и рыжевато-серые, полимиктовые, с крупной наклонной слоистостью, с линзами тонкозернистого отмученного светло-серого песка, с ленточной слоистостью. Внизу слоя много валунов из песчаников верхоленской свиты . . .   | 9–12  |

Остатки мелких млекопитающих в количестве 1750 собраны из слоя 3 вышеописанного разреза, из них 680 определимые: *Insectivora: Erinaceidae* gen.; *Lagomorpha: Hypolagus?* sp., *Leporinae* gen., *Ochotona* sp.; *Rodentia: Citellus* sp., *Sicista* sp., *Alactagulus* aff. *acotini*

Pallas, *Alactagulus* aut *Pygerethmus*, *Plioscirotopoda* cf. *stepanovi* I. Grom. et Schev., *Cricetus* sp., *Cricetulus* sp., *Ellobius* ex gr. *tancredi* Blasius, *Miomys* aff. *coelodus* Kretzoi, *M.* ex gr. *newtoni-pusillus*, *M. intermedius* Newton, *Villanyia* sp., *Microtidae* gen. (с корнями без цемента), *Microtidae* gen. (с корнями и цементом), *Clethrionomys* sp., *Lagurus* (*Lagurodon*) *praepannonicus* Topačevski, *L.* (*Lagurodon*) cf. *arancae* Kretzoi, *Allophaiomys* cf. *plioaenicus* Kormos, *Microtus* (*Lasiopodomys*) aff. *brandtioides* Young, *M.* (*Pitymys*) *hintoni* Kretzoi, *Microtus* sp., *Microtidas* gen. (без корней и цемента), *Microtidae* gen. (без корней, с цементом), *Prosiphneus* sp.

Никилейская фауна отличается резким преобладанием некорнезубых полевок *Allophaiomys* и *Lagurodon*, присутствуют полевки рода *Microtus*. *Microtus* (*Pitymys*), по данным О.Фейфара (Fejfar, 1961), М. и М.Кретцоя (Kretzoi, 1959), появляется в Европе в кромере (гюнц-миндель альпийской схемы) и широко распространяется в более позднее время. Имеются сведения о находках этой полевки на территории Западной Сибири (Адаменко, Зажигин, 1965; Вангенгейм, Зажигин, 1972), в Казахстане (Москина, 1973), на юге Европейской территории Союза ССР (Топачевский, 1965; Шевченко, 1965). Восточнее Прибайкалья ее находки не отмечены. Присутствующая в Никилее *Microtus* (*Lasiopodomys*) *brandtioides* Young отмечена М.А. Ербаевой (1970) в Забайкалье, Янгом (Young, 1934) и Пеем (Pei, 1936) в верхнеоплейстоценовых отложениях Северного Китая. Западнее Прибайкалья она не встречена. Количество корнезубых полевок в фауне у села Никилей сократилось до 23% по сравнению с фауной из района села Подток.

По количеству видов и остатков господствуют обитатели открытых пространств — степные и полупустынные, относительно теплолюбивые виды, составляющие 72% всего видового состава. "Появление *Allophaiomys* — грызуна с гипсодонтными зубами (питающегося преимущественно злаками), безусловно, отражает существенные изменения в ландшафте... Он подобно современным полевкам, становится повсеместным обитателем степей..." (Шалин, 1972, стр. 68). Вероятно, в то время по долинам рек в виде отдельных колков встречались леса, о чем свидетельствует присутствие незначительного количества *Clethrionomys* sp., а пониженные участки долин и берега озер с мезофильной растительностью были заселены полевками *Miomys intermedius* и цокорами *Prosiphneus* sp.

Климат был сравнительно теплый, засушливый. Усилившаяся аридизация климата нашла отражение в морфологических изменениях зубной системы грызунов. Питание более жесткими кормами повлекло за собою изменение жевательного аппарата, выразившееся в постоянном росте коронки зуба, утрате корней, увеличении жевательной мускулатуры. Видимо, благоприятными оказались гипсодонтные зубы. Изменение морфологии зубов ископаемых *Microtinae* из местонахождения Никилей шло за счет увеличения жевательной поверхности, отложения цемента, разделения параконидного комплекса, усложнения непарной петли параконидного комплекса, утраты корней. Возраст фауны мы склонны считать среднеоплейстоценовым. На это указы-

вают находление остатков полевок *Villanyia*, *Mimomys*, *Allophaiomys*, пеструшек *Lagurodon*, цокора *Prosiphneus* и первое появление единичных остатков полевок рода *Microtus*. Нижняя возрастная граница не может быть древнее среднего эоплейстоцена и определяется присутствием остатков *Lagurodon praeparannonicus*, *Allophaiomys* *sp.* *plioacaenicus*, *Pitymys hintoni*, *Microtus (Lasiopodomys) brandtoides*, а такие виды как *Villanyia* *sp.*, *Mimomys* *aff. coelodus*, *M. ex* *gr. newtoni-pusillus* *sp.* не позволяют датировать фауну из района Никилея моложе среднего эоплейстоцена. Ближайшие возрастные аналоги ее — среднеэоплейстоценовая фауна Западной Сибири из района села Раздолье (Адаменко, Зажигин, 1965; Зажигин, 1966, 1969) и ископаемые находки мелких млекопитающих того же возраста из района г. Ногайск (Топачевский, 1965).

Таким образом, если близкие по составу фауны Европы и Сибири считать разновозрастными, то местонахождение Никилей надо относить к позднеатаманскому уровню развития фауны и датировать его второй половиной среднего эоплейстоцена по схеме В.И. Громова (Схема корреляции антропогенных отложений ..., 1965).

Аналогичная по составу, но несколько обедненная в количественном отношении фауна грызунов собрана нами в верхах манзурской свиты в карьерах у сел Качуг и Манзурка. Качугский разрез (см. рис. 14, 15) вскрывается карьером на левом борту долины р. Лены в 2–3 км ниже села Качуг, где в излучине реки между пос. Звездочка и падью Заячьей сохранился останец 100–110-метровой (VI надпойменной) террасы, сложенной манзурским аллювием. Под 1,5–2,5-метровым слоем сильно смятых криотурбациями средне- верхнеплейстоценовых покровных суглинков, насыщенных гальками, залегают осадки манзурской свиты (сверху вниз):

Мощность, м

1. Ленточное переслаивание желтовато-серых косослоистых песков различной зернистости, супесей светло-серого и белесого цвета, гравийников, содержащих неравномерную примесь галек гранитов (10%), милонитизированных гранитов (2%), кварцитов и кварцевых песчаников (6%), окремненных доломитов (4%), кремнистых песчаников (7%). Большая часть галек в значительной степени выветрелая. В одной из линз мелкозернистых косослоистых песков на глубине 4–4,5 м от поверхности при промывке собраны костные остатки мелких млекопитающих (см. рис. 15). . . 2,6
2. Горизонтально и косослоистые галечники и валунники, чередующиеся с линзами гравия и песков. Встречаются редкие, но крупные глыбы различной окатанности до 1,5 м в поперечнике, представленные средне-, крупнокристаллическими розовато-серыми биотитовыми гранитами, светло-серыми порфирами, кварцитами и вишнево-серыми песчаниками верхоленской свиты. Гальки (3–5 см) представлены розовато- и

зеленовато-серыми порфиритами (56%), гранитами (8%), кварцем (13%), кварцитами и кварцитовидными образованиями из пород нижнего кембрия (3%), слюдясто-кварцевыми песчаниками (3%), микрокварцитами (3%), вишнево-красными песчаниками верхоленской свиты (3%) и др. Галечники связаны песчано-гравийным заполнителем желтовато-серого и окристого цвета. Вдоль слоистости и по отдельным трещинам породы окрашены гидроокислами марганца в черный цвет . . . . . 6-11,5

Ниже — размытый цоколь из плитчатых вишнево-серых песчаников верхоленской свиты, возвышающийся над урезом воды в р. Лене на 95-100 м.

Фауна мелких млекопитающих из слоя 2 почти не отличается из месторождения от фауны района Никелей. Всего собрано 230 остатков мелких млекопитающих, из них 80 — определяемые изолированные зубы верхней и нижней челюстей. Обедненный видовой состав фауны, вероятно, объясняется немногочисленностью сборов: *Lagomorpha: Ochotona* sp.; *Rodentia: Citellus* sp., *Allactaga* sp., *Mimomys intermedius* parvus Suchov, *Clethrionomys* sp., *Microtidae* gen. (с корнями, без цемента), *Microtidae* gen. (с корнями и цементом), *Allophaiomys* cf. *pliocaenicus* Kormos, *Prosiphneus* sp., *Microtidae* gen. (без корней и цемента), *Microtidae* gen. (без корней, с цементом).

Можно предположить, что во время формирования разреза манзурского аллювия климат был сравнительно теплый и засушливый. Фауна обитала в условиях степных и лесостепных пространств. Незначительное присутствие *Clethrionomys* sp. свидетельствует о развитии лесных участков, вероятно, в виде отдельных колков по долинам рек. Пониженные участки долин и берега озер были, очевидно, заселены интразональной полевкой *Mimomys intermedius parvus* и цокорами *Prosiphneus*. Качугская фауна мелких млекопитающих обладает видовым сходством с фауной из района села Никелей, хотя и достаточно обеднена в видовом отношении. Возможно, она в какой-то мере одновозрастна с фауной из района села Никелей и поэтому отнесена нами к позднему варианту таманского комплекса.

Немногочисленные остатки ископаемых грызунов обнаружены в 1972 г. в карьере на южной окраине села Манзурка. Здесь обнажаются самые верхи манзурской свиты видимой мощностью до 12 м. На рыжевато-серых косослоистых русловых галечниках, содержащих редкие включения крупных валунов кварцитов и гранитов (до 1-2 м в поперечнике), залегают пойменные супеси и суглинки зеленовато-желтого цвета с характерной ленточной слоистостью (мощность до 2 м). В одной из тонких (1-2 см) линзочек гравийных песков, залегающих под пойменными суглинками, собрано 92 остатка микромаммалий, из которых 42 определяемые: *Lagomorpha:*

*Leporinae* gen., *Ochotona* sp.; *Rodentia: Citellus* sp., *Microtidae* gen. (с корнями и цементом), *Allophaiomys* cf. *pliocaenicus* Kormos, *Prosiphneus* sp., *Microtidae* gen. (без корней, с цементом).

В манзурской фауне корнезубые микротиды занимают подчиненное положение. Обилия достигают некорнезубые цементные полевки *Allophaiomys* и в меньшей мере бесцементные примитивные пеструшки, отнесенные нами к *Lagurini* gen. Основное ядро фауны составляют обитатели открытых пространств. Фауна из района села Манзурка по возрасту близка к никилейским остаткам микромамманий, и до получения более полных данных мы относим ее к сибирскому варианту позднетаманского комплекса (вторая половина среднего эоплейстоцена).

Осадки манзурской свиты палинологически почти не охарактеризованы. В единичных спорово-пыльцевых комплексах, изученных В.М. Климановой (Логачев и др., 1964), преобладают травянистые (злаки, полны, гвоздичные и др.). Древесные представлены *Pinus* п/р *Haploxylon*, в меньшем количестве встречаются *Picea* секций *Eurpicea* и *Omorica*. В единичных зернах встречены также *Tsuga*, *Betula*, *Corylus*, *Alnus*, *Juglans*. Указанный тип спорово-пыльцевых комплексов характеризует темнохвойную тайгу с небольшой примесью широколиственных пород по речным долинам и остепненными участками на их склонах. Экологический состав гризюнов подтверждает такую ландшафтную обстановку, также указывая на значительные лесостепные или степные участки среди тайги.

Таким образом, манзурская свита формировалась длительное время. Нижняя часть ее разреза, судя по ханровской фауне микромамманий (хр. Черем-Хаем), начала образовываться во второй половине нижнего эоплейстоцена, по схеме ГИН АН СССР, или в первой половине верхнего плиоцена, по схеме МСК. Верхи манзурского аллювия формировались в самом конце среднего эоплейстоцена (вторая половина верхнего плиоцена), что доказывается обильной фауной позднего варианта таманского комплекса. Значит, в целом манзурская свита должна датироваться второй половиной нижнего и всем средним эоплейстоценом, по схеме ГИН АН СССР, или верхним плиоценом в полном объеме, по схеме МСК.

Ангинская свита, или ангинский аллювий (Логачев, Попова, 1962; Логачев и др., 1964; Антропогенные отложения..., 1964), представляет собой осадки древних речных долин, считавшихся более поздними, чем манзурский аллювий. Он распространен в верховьях долины р. Лены и ее притоков — рек Анга и Манзурка в районе сел Анга, Рыково, Шапово, Малые Голы, Качуг, Тарай, Мыс и др. (см. рис. 14). Обычно ангинский аллювий слагает доколи террас высотой 15–17, 20–25 и 30–35 м или залегает под пойменными отложениями р. Анга в интервале глубин от 2–3 до 25–28 м, что установлено бурением в 1971 г. (см. рис. 15). Общая мощность аллювия — не менее 10–20 м. Литологически ангинская свита представлена многократным переслаиванием зеленовато-бурых и зеленовато-желтых (табачных) косослоистых и горизонтально-

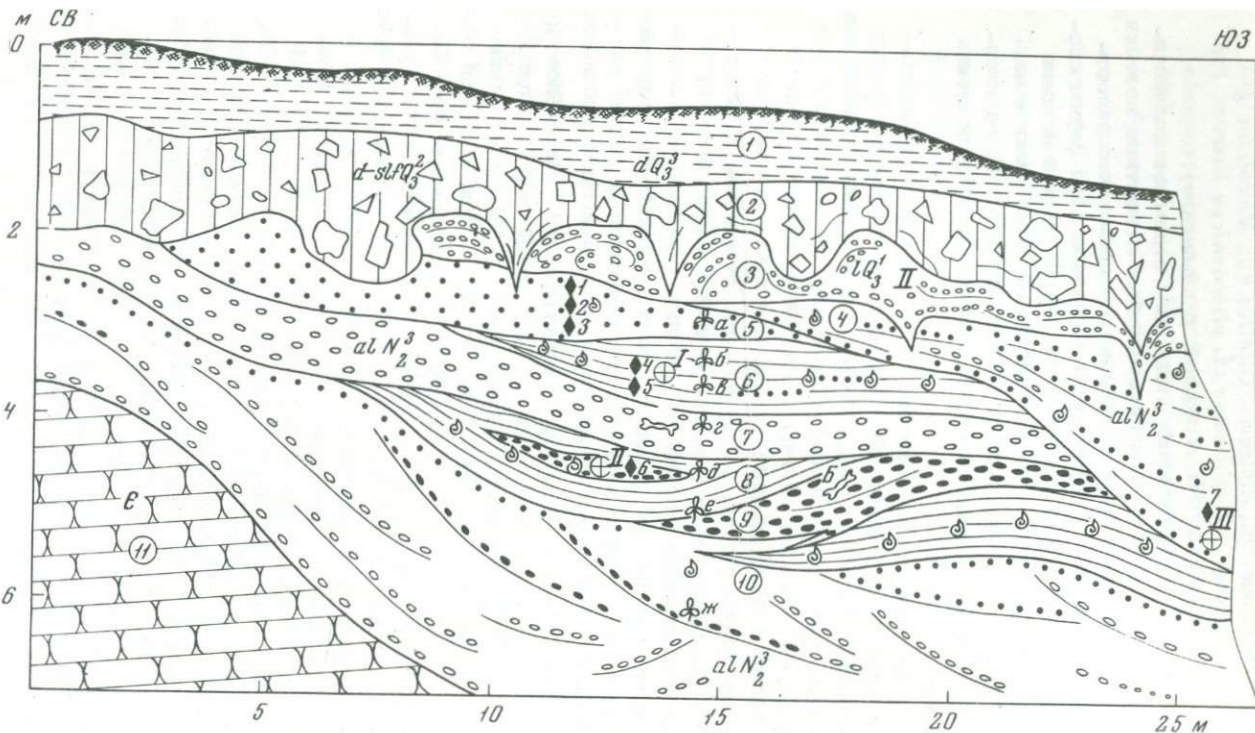


Рис. 18. Разрез ангинской свиты у села Малые Голы. Зарисовка О.А. Адаменко

Условные обозначения см. на рис. 17

Цифры у значков фауны и спорово-пыльцевых комплексов соответствуют номерам списков в тексте

слоистых мелких галечников и гравийных песков, содержащих отдельные прослои и линзы горизонтальнослоистых темно-бурых и зеленовато-бурых глин и иловатых суглинков, часто насыщенных раковинами моллюсков. Отдельные слои почти полностью замещены ракушняком, среди которых нередко встречаются обломки трубчатых костей млекопитающих.

Обильные сборы раковин моллюсков позволили Н.А. Логачеву и С.М. Поповой (Логачев, Попова, 1962; Логачев и др., 1964; Попова, 1968) сделать вывод о накоплении аллювия ангинской свиты до века максимального (рисского, днепровского, самаровского) оледенения. Позже, после находок костей млекопитающих (см. рис. 15, фауна А I - Хоронцы и Б II - Подток), сходных, по определению Э.А. Вангенгейм, с *Dicerorhinus cf. mercki* и *Equus caballus cf. mosbachensis*, Н.А. Логачев в книге с другими авторами (1964) писал о раннечетвертичном, или позднеэоплейстоценовом, по схеме В.И. Громова (Схема корреляции антропогенных отложений..., 1965), возрасте ангинского аллювия, так как указанные выше остатки крупных млекопитающих характерны для тираспольского комплекса Восточной Европы. Кости ископаемых мелких млекопитающих (грызунов), собранные А.Г. Покатиловым (устное сообщение) в обнажении у дер. Сухнай Байбет (Малые Голы), указывали на более древний - дочетвертичный (позднеплиоценовый) - возраст рассматриваемых отложений. В связи с возникшими противоречиями в датировке возраста ангинского аллювия проведены послойные поиски и сборы костных остатков промывкой и просеиванием мелкого гравия у сел Малые Голы, Рыково и Мыс. Наиболее богатые сборы были получены в карьере у села Малые Голы (на 15-ом километре тракта Качуг-Аңга), где в трех слоях стратотипического разреза ангинской свиты (вблизи бывшей дер. Сухнай Байбет) обнаружено большое количество зубов и других костей посткраниального скелета мелких млекопитающих.

Карьер у села Малые Голы (рис. 18) вскрывает 12-15-метровый уступ надпойменной террасы р. Анга на ее левом борту и представлен следующими слоями (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Современный почвенно-растительный слой, развитый по верхнечетвертичным делювиальным супесям	0,5
2. Верхнеплейстоценовые (зырянские ?) солифлюкционно-делювиальные щебнисто-глыбовые отложения, сцементированные бурым суглинком . . . . .	1-2
3. Верхнеплейстоценовый аллювий надпойменной террасы. Галечники мелкие и средние, хорошо окатанные, с примесью полимиктового песка . . . . .	0,5
Ангинская свита (слои 4-10)	
4. Пески разнозернистые, зеленовато-серые, с бурыми пятнами, косослоистые и наклонно слоистые.	

- Слой постепенно погружается в сторону р. Анга, срезая нижележащие слои под углом до 10-15°.
- В 1971 г. в песках этого слоя собрано 530 остатков грызунов (рис. 18) (III - Малые Голы) . . . . . 2-3
5. Пески горизонтально-слоистые, табачно-серые . . . . . 1
6. Ленточное переслаивание пойменных мелкозернистых глинистых песков буровато-серого цвета и иловатых суглинков синевато-серого и табачно-зеленого цветов. Мощности слоев колеблются от миллиметров до 1-1,5 см. Слой неравномерно насыщен многочисленными раковинами моллюсков, в том числе корбикул, и косточками мелких млекопитающих. Из этого слоя в 1969 г. было промыто около 0,5 т и в 1971-1972 гг. более 4 т породы, в результате чего на глубине 2,5-3 м от поверхности обнаружено 2600 зубов и других костей посткраниального скелета мелких млекопитающих, из них более 900 определяемые (рис. 18) (I - Малые Голы; см. рис. 15) . . . . . 1,2
7. Галечники табачно-серые и бурые, хорошо окатанные, отсортированные, с примесью зеленовато-серых полимиктовых песков вверху слоя . . . . . 0,5-1,5
8. Суглинки иловатые, табачно-серые, ленточно-слоистые, с тонкими прослойками глинистых песков. В нижней части слоя - линза глинистого гравия почти черного цвета, насыщенная многочисленными раковинами моллюсков и редкими косточками грызунов. Линза (180×100×10 см) полностью промыта в 1969 г. (0,2-0,3 т породы), в результате чего обнаружено более 300 остатков мелких млекопитающих, из них 80 определяемые (рис. 18) (II - Малые Голы; см. рис. 15). . . . . 0,2-0,5
9. Гравий рыжеватого-серого цвета с наклонной слоистостью . . . . . 0,3-0,5
10. Сложное переслаивание пачек русловых табачно-бурых косослоистых песков, гравия и галечников, чередующихся с линзами зеленовато-серых старичных иловатых суглинков. Мощности русловых пачек - от нескольких сантиметров до 1-2 м, а старичных линз до 0,5 м . . . . . до 2
11. Цоколь ангинского аллювия - красновато-бурые песчаники верхоленской свиты обнажаются на дне карьера и в его северо-восточной стенке. В этом месте ангинский аллювий прислоняется к древнему коренному берегу, поэтому его слои имеют заметный наклон (2-5°) на юго-запад

Из описания разреза видно, что ангинский аллювий, подобно манзурскому, также имеет сложное строение: пачки русловых и старичных отложений образуют сложные сочетания. Характерны внутриформационные размыты и прислонения пачек друг к другу, что весьма затрудняет выяснение их стратиграфической последовательности.

Фауна мелких млекопитающих Малые Голы I и II близкие по составу и принадлежит следующим формам: *Insectivora: Erinaceidae* gen.; *Lagomorpha: Leporinae* gen., *Ochotona* sp.; *Rodentia: Marmota* sp., *Citellus* sp., *Gricetulus* sp., *Pliomys kretzoi* Kowalski, *Mimomys plio-caenicus* F. Major, *M. cf. coelodus* Kretzoi, *M. reidi* Hinton, *M. intermedius* Newton, *M. cf. intermedius parvus* Suchov, *Cseria* sp., *Villanyia cf. petenyii* (Mehely), *V. cf. fejervaryi* (Kormos), *Microtidae* gen. (с корнями, без цемента), *Microtidae* gen. (с корнями и цементом), *Lemmini* gen., *Lagurus (Lagurodon) cf. praepannonicus* Тораčevski, *Prosiphneus* sp.

По количеству остатков преобладают корнезубые микротиды (96%). Подобное местонахождение, состоящее преимущественно из корнезубых полевок родов *Villanyia* и *Mimomys*, пожалуй, единственное из имеющихся местонахождений данного возраста на территории СССР.

По количеству остатков среди микротид преобладает род *Mimomys* с номинальным подродом, имеющим прогрессивный облик. Это выражается в гипсодонтности коронки зубов, закладке корней на более поздних стадиях индивидуального развития, в смещении заднего корня  $M_2$  лабиально от резца, исчезновении марки на всех более ранних стадиях развития и т.д.

Малогольская фауна предварительно коррелируется нами с кизи́нским комплексом Западной Сибири (Вангенгейм, Зажигин, 1972). Следует заметить, что в наших сборах отсутствуют некорнезубые микротиды *Allophaiomys*, *Prolagurus*, *Lagurodon* (всего две особи), по появлению которых определяется таманский возраст этой группировки. Вероятно, фауна Малые Голы I и II является переходной между позднехапровской и раннетаманской фаунами (Громов, 1948).

Фауна Малые Голы III отличается по составу от мелких млекопитающих из местонахождений Малые Голы I и II. Она близка к никилейской фауне и представлена мимомисно-лагуродонтно-аллофайомисной группой: *Lagomorpha: Ochotona cf. pricei* Thomas, *Ochotona* sp.; *Rodentia: Sciurus* aut *Eutamias*, *Citellus* sp., *Alactagulus* aff. *acotini* Pallas, *Alactagulus* aut *Pygerethmus*, *Alactaginae* gen., *Villanyia* aff. *fejervaryi* (Kormos), *Mimomys* aff. *coelodus* Kretzoi, *M. ex gr. newtoni-pusillus*, *Microtidae* gen. (с корнями, без цемента), *Microtidae* gen. (с корнями и цементом), *Clethrionomys* sp., *Lagurus (Lagurodon) cf. praepannonicus* Тораčevski, *Allophaiomys cf. plio-caenicus* Kormos, *Microtus (Pitymys) hintoni* Kretzoi, *Microtidae* gen. (без корней и цемента), *Microtidae* gen. (без корней, с цементом), *Prosiphneus* sp.

Количество корнезубых микротид сократилось до 20% и по сравнению с фауной Малые Голы I и II они имеют более прогрессивные черты развития.

Для фауны Малые Голы III характерно присутствие некорнезубых полевок *Lagurodon* и *Allophaiomys*, которые составляют примерно 50% от общего количества остатков. Исследования В.А.Топачевского (1965, 1973), В.П. Сухова (1970), В.С. Зажигина (Вангенгейм, Зажигин, 1969, 1972; Вангенгейм и др., 1972), А.Ф. Скорик (1973), О.Д. Моськиной (1973) и других показывают, что появление некорнезубых полевок знаменует новую эпоху в развитии фауны, связанную с началом среднего эоплейстоцена (таманский фаунистический комплекс). Вероятно, к концу среднего эоплейстоцена на территории Прибайкалья произошло усиление аридности климата, расширились участки сухих степей и, возможно, полупустынь, о чем свидетельствует присутствие в этом районе тушканчиков, пеструшек и др. Если в конце раннего и начале среднего эоплейстоцена были обильно представлены остатки влаголюбивых форм *Mimomys* и практически не было тушканчиков, сусликов и пеструшек, то в более позднее время количество первых резко сократилось и на смену им пришли особи с гипсодоитными зубами без корней (*Allophaiomys*, *Lagurus*, *Microtus*). Обилие представителей открытых пространств говорит о том, что господствовали полупустыни и сухие степи. Вероятно, берега озер и долин рек с незначительными остатками леса были заселены полевками *Clethrionomys*, *Mimomys* и цокорами *Prosiphneus*. Климат был сухой и теплый.

Ближайшим аналогом фауны мелких млекопитающих из местонахождения Малые Голы III может считаться раздольнская фауна Алтая (Адаменко, Зажигин, 1965; Вангенгейм, Зажигин, 1972) и ногайская фауна Приазовья (Топачевский, 1965), которые датируются поздним вариантом таманского комплекса (вторая половина среднего эоплейстоцена). Этой датировке противоречит фауна крупных млекопитающих, собранная в том же карьере. Э.И. Равский (1972; Антропогенные отложения..., 1964) в табачно-сером гравии слоя 9 (см. рис. 18, фауна Б II - Подток) нашел кость *Equus caballus* cf. *mosbachensis* Reich. (определение Э.А. Вангенгейм). Н.А. Логачев упоминает о находках костей *Dicerorhinus* cf. *mercki*, *Sinocastor* sp. в слое 7 (см. рис. 18, фауна А I - Харанцы).

В переотложенном состоянии в аллювии (15 м) II террасы р.Лены у дер. Басай обнаружен зуб *Palaeoloxodon* cf. *namadicus* Falc. et Saut. (определение Л.Н. Иваньева), видимо первоначально залегавшего среди ангинского аллювия. Учитывая тот факт, что кости крупных млекопитающих были найдены в единичных экземплярах и не всегда в коренном залегании, определявшая их Э.А. Вангенгейм (устное сообщение) считает, что вопрос о точной палеонтологической датировке этих костей нельзя считать решенным окончательно.

Почти во всех слоях стратотипического разреза ангинской свиты в большом количестве встречаются моллюски. Особенно много их в линзах иловатых суглинков, которые иногда полностью состоят из одних раковин. Малакофауна неоднократно изучалась С.М. Поповой (Логачев, Попова, 1962; Логачев и др., 1964; Попова, 1968). Из слоев 5–8 ею определены *Valvata aliena* West. subsp. nov., *V. pulchella* Studer, *Limnaea stagnalis angensis* S. Popova subsp. nov., *Calba palustris* (Mull.), *Radix ovata* (Drap.), *R. cf. pereger* (Mull.), *Physa* sp., *Planorbis planorbis* (L.), *P. starobogatovi* S. Popova sp. nov., *Planorbis corneus* (L.), *Anisus septemgyratus* (Rossm.), *Anisus* sp., *Gyraulus acronicus* Fer., *G. laevia?* (Alder), *Armiger crista* L., *Helicorbis suffunensis minima* S. Popova subsp. nov., *Succinea oblonga* (L.), *S. putria?* (L.), *Succinea* sp., *Cochlicopa lubrica* (Mull.), *Vertigo modesta* (Say), *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.), *Coniodiscus ruderratus* (Studer), *Anodonta sedakovi?* Siemaschko, *Corbicula fluminea praebaicalensis* S. Popova subsp. nov., *Sphaerium scaldianum* Normand, *Pisidium annicum* (Mull.), *P. obtusale?* (Lam?) Jeys, *Pisidium* sp. Этот комплекс малакофауны, по заключению С.М. Поповой (1968), значительно отличается от современного и плейстоценового по наличию вымерших видов и подвидов (*Planorbis starobogatovi*, *Limnaea stagnalis angensis*), по присутствию теплолюбивых форм дальневосточного *Helicorbis suffunensis minima*, *Corbicula fluminea angensis* и европейского *Planorbis planorbis*, *Anisus septemgyratus*, *Valvata pubchella* рода. Преобладание в комплексе ледяных моллюсков свидетельствует о спокойном течении рек, имеющих глубокие затоны и старицы. Климат времени обитания этой малакофауны С.М. Попова (1968) характеризует как относительно теплый, гумидный, благоприятствовавший произрастанию листопадных широколиственных лесов, возможно, с незначительной примесью субтропических элементов. Комплекс моллюсков из ангинского аллювия позволяет датировать вмещающие отложения в пределах всего эоплейстоцена.

Из обнажения у села Малые Голы (рис. 18, слои 5–10) Э.И. Равский (1972) собрал большую коллекцию моллюсков, предварительно обработанную А.А. Стекловым. Среди них присутствуют *Corbicula fluminalis* Mull., *Sphaerium* sp., *Pisidium* sp., *Anodonta* sp., пресноводные гастроподы *Limnaea cf. stagnalis* L., *Stagnicola palustris* Mull., *Radix ovata* Drap., *R. cf. pereger* Mull., *Physa* sp., *Planorbis planorbis* L., *Anisus cf. septemgyratus* Rossm., *Anisus* sp., *Gyraulus acronicus* Fer., *G. cf. albus* Mull., *Armiger crista* L., *Segmentina nitida* Mull., *Valvata piscinalis* Mull., *V. pulchella* Stud., наземные гастроподы *Succinea oblonga* Drap., *Vallonia tenuilabris* Al. Br., *Coniodiscus ruderratus* Stud.

А.А. Стеклов считает, что большое видовое разнообразие моллюсков свидетельствует о весьма благоприятных жизненных условиях, а присутствие в массовом количестве корбикул – о достаточно теплом климате времени образования ангинского аллювия. Вместе с раковинами здесь же обнаружены оогонии харовых водорослей (Равский, 1972), среди которых В.Н. Маслов определил

*Rhabdochara kujalnicensis* (Stepanov), характерную для куяльницких (верхнеплиоценовых) отложений района Одессы.

Верхнеплиоценовый возраст аллювия ангинской свиты подтверждается также остракодами, впервые изученными из описанного выше разреза палеонтологом Западно-Сибирского геологического управления (г.Новокузнецк) О.Ю. Буткеевой. В семи образцах из различных слоев (рис. 18, слои 1-7) обнаружены пресноводно-солонатоводные остракоды единого комплекса: *Ilyocypris bradyi* Sars., *I. gibba* (Ramd.), *I. manasensis* Mandelst., *Cyclocypris globosa* Sars., *C. laevis* (O.F. Mull.), *Cypria candonaeformis* Schw., *Cypria* sp., *Candona rectangularis* Alm., *C. rostrata* Br. et Norm., *C. sarsi* Hartwig, *C. subellipsoidea* Sharapova, *Candona* sp. nov., *Cryptocandona* sp., *Candoniella subellipsoidea* Sharapova, *C. albicans* (Brady), *Eucypris crassa* O. F. Muller, *E. foveatus* M. Popova, *Eucypris* sp., *Cyprinotus salinus* (Brady), *Stenocypris fischeri* Lillg., *Cypridopsis vidua* (O.F. Muller), *Limnocythere amata* Schw., *L. brevis* Step., *L. sancti-patricii* Br. et Norm., *L. productus* Jask.

Видовой состав этой фауны обнаруживает сходство с фауной остракод из верхнеплиоценовых отложений кочковской свиты Западной Сибири. Особенно характерны *Limnocythere ornata* Schw. и *L. productus* Jask., которые в отложениях моложе верхнего плиоцена не встречаются. Остальные формы широко распространены как в верхнеплиоценовых, так и в четвертичных отложениях. Очень интересным фактом является постоянное присутствие в комплексах галофильного вида *Cyprinotus salinus* (Brady), обитавшего в солонатоводных озерах. Присутствует также новый вид рода *Candona*, о котором до сих пор в литературе не упоминалось.

Интересные данные получены В.М. Климановой (Логачев и др., 1964) и Л.В. Голубевой (Антропогенные отложения..., 1964; Равский, 1972) при палинологических исследованиях ангинского аллювия. Л.В. Голубева выявила споро-пыльцевые спектры в различных слоях (рис. 18, а-ж). В нижней и средней частях стратотипического разреза (рис. 18, см. рис. 15, в - ж) в спектрах преобладает пыльца древесных пород, ели, сосны, березы, а также широколиственных (до 6%). Среди травянистых по всему разрезу господствует пыльца полыни. Кроме того, встречена пыльца злаков, сложноцветных, лебедовых, осок, водных и других растений. Такой состав спектров свидетельствует о том, что во время накопления слоев 6-10 (рис. 18) были широко распространены смешанные елово-сосновые леса со значительным участием березы и примесью широколиственных пород, среди которых чаще всего встречались липа, дуб, вяз, граб, лещина. Главным лесообразующим компонентом была ель. Пыльца липы и вяза обнаруживает большое морфологическое сходство с современными *Tilia amurensis* Rupr и *Ulmus pumila* L.

В верхней части разреза (рис. 18, см. рис. 15, а, б) состав спектров резко изменяется. Сначала елово-сосновые леса уступают место березовым с примесью ели, а затем березово-лиственничным.

(лиственницы до 27%). Пыльца широколиственных пород здесь не встречена. Изменение состава лесов, исчезновение широколиственных и увеличение количества травянистых указывает на постепенное ухудшение климата и некоторое остепнение территории. Эти данные очень хорошо совпадают с описанными выше результатами экологического анализа фауны грызунов. Если в нижней и средней частях разреза (рис. 18, Малые Голы II, см. рис. 15, Малые Голы I и II) в составе грызунов практически нет степных форм, то в верхней части разреза (см. рис. 15, Малые Голы III) они участвуют в заметных количествах.

Все приведенные выше биостратиграфические данные позволяют заключить, что большая (нижняя и средняя) часть стратотипического разреза ангинской свиты у села Малые Голы формировалась в достаточно теплых и влажных климатических условиях (хвойно-широколиственные леса, обилие моллюсков и остракод, лаксонотные-формы слонов - лесные, -отсутствие степных элементов в микротиериофауне). Подобные условия обычно характерны для климатических оптимумов эоплейстоцена Европы (Никифорова, 1972) - дунай-гюнцского и гюнц-миндельского (кромерского). Так как фауна мелких млекопитающих Малые Голы I и II обнаруживает большую близость с позднехапровскими - раннетаманскими фаунами Европы, то, вероятнее всего, нижнюю и среднюю части стратотипического разреза ангинской свиты следует помещать на стратиграфический уровень, близкий к дунай-гюнцу (см. рис. 15), тогда верхняя часть разреза с лесостепными спорово-пыльцевыми спектрами и степными микромаммами будет соответствовать гюнцу (см. рис. 15). В целом же ангинскую свиту в стратотипе следует относить к верхнему плиоцену.

Рыковский разрез ангинской свиты расположен на левом борту долины р. Анга, на южной окраине села Рыково (см. рис. 14), где карьером вскрыт уступ 15-18-метровой террасы (см. рис. 15):

Мощность, м

- |  |         |
|--|---------|
| 1. Почвенный слой . . . . .  | 0,0-0,3 |
| 2. Среднеплейстоценовые делювиальные отложения - буровато-серые плотные лёссовидные суглинки с включением щебня и гравия. Из низов слоя в ангинский аллювий проникает большой клин, заполненный теми же суглинками . . . . . | 0,3-1,9 |

Ангинская свита

3. Многократное чередование линз русловых грубозернистых песков, гравия и галечников табачно-рыжего, серого и красновато-бурого цвета. Среди косослоистых пачек руслового аллювия встречаются тонкие (от 1-2 см до 1 м) и непротяженные линзы (от 2 до 5 м) старичных иловатых суглинков темно-серого цвета. Последние содержат полуразложившиеся растительные остатки, многочисленные битые раковины

моллюсков (в том числе корбикул и унионид) и редкие косточки грызунов. В одной из тонких (2–3 см) старичных линз на глубине 7 м (см. рис. 15, фауна E) обнаружена неполная лучевая кость, принадлежащая крупной лошади *Equus* sp. (определение Э.А. Вангенгейм). Эта форма имеет архаичные признаки, но более прогрессивна, чем *Equus stenonis*. В своем заключении Э.А. Вангенгейм подчеркивает, что "... возможно, это будет новая форма. Необходим дополнительный материал. Относительно датировки пока трудно сказать что-либо. Вероятно, следует опираться на датировку по грызунам. Найденные (в ангинском аллювии. — О.А.) ранее остатки, отнесенные к *E. cf. mosbachensis* (Логачев и др., 1964; Равский, 1972), очевидно, принадлежат той же форме". На этом же стратиграфическом уровне по простираанию слоя встречается много обломков костей крупных млекопитающих . . . . . 1,9–8

Подшва слоя не вскрыта.

Фауна мелких млекопитающих, собранная в одной из линз на глубине 2,5–3 м от поверхности (см. рис. 15), принадлежит *Lagomorpha: Leporinae* gen., *Ochotona* sp.; *Rodentia: Citellus* sp., *Cricetulus* sp., *Vil-lanyia cf. petenyii* (Mehely), *Mimomys cf. coelodus* Kretzoi, *M. cf. intermedius parvus* Suchov, *Microtidae* gen. (с корнями, без цемента), *Microtidae* gen. (с корнями и цементом), *Allophaiomys cf. pliocaenicus* Kormos, *Microtidae* gen. (без корней с цементом). По видовому составу и степеню эволюционного развития она близка микромаммалиям из местонахождений Никилей, Малые Голы III, Качуг, которые мы считаем сибирским вариантом позднетаманского комплекса Восточной Европы.

Судя по списочному составу, можно предположить, что рыковская фауна обитала в условиях лесостепных и степных пространств, особенно на это указывает присутствие серой полевки *Allophaiomys cf. pliocaenicus*, составляющей 45% от общего количества остатков. По долинам рек обитали полевки *Mimomys cf. intermedius parvus*. Климат, вероятно, теплый, засушливый.

Таким образом, ископаемые грызуны из района села Рыково позволяют сопоставить этот разрез со средней частью стратотипического разреза.

В иловатых суглинках Рыковского разреза на глубине 3 м собраны моллюски (см. рис. 15), среди которых С.М. Попова определила набор видов, близкий по составу к таковому из разреза у села Малые Голы: *Valvata ex gr. aliena* West., *V. pulchella* Studer, *V. sibirica* Midd., *Limnea stagnatia* aff. *angensis* S. Popova, *Galba ex gr. palustris* (Mull.), *G. zebrella* B. Dyb., *Radix eversa* Martens, *Planorbis planorbis* (L.), *Gyraulus acronicus* Fer., *Gyraulus* sp. nov., *Helicorbis*

*suffunensis minima* S. Popova, *Cochlicopa lubricella* (Parro), *Vallonia* ex gr. *tenuilabris* (Al. Br.), *Discus ruderratus* (Fer.), *Sphaerium* sp., *Pisidium amnicum* (Mull.). По заключению С.М. Поповой, эта фауна "... представлена в основном живущими ныне формами, но имеются и вымершие. Среди современных есть виды, ареал которых изменился, и в Прибайкалье они сейчас не обитают (*Valvata pulchella*, *Planorbis planorbis*). Ряд вымерших видов (*Limnaea stagnalis angensis* и *Helicortis suffunensis minima*) описан из ангинского аллювия у д. Сухнай Байбет. Таким образом, структура малакофауны и видовой состав позволяют считать ее среднеэоплейстоценовой и сопоставлять с ангинской толщей".

В тех же суглинках вместе с моллюсками были обнаружены остракоды (см. рис. 15, фауна 10): *Ilyocypris bradyi* Sars., *I. gibba* (Ramd.), *Cyclocypris laevis* (O. F. Muller), *Candona rectangulata* Alm., *C. rostrata* Br. et Norm., *Eucypris foveatus* M. Popova, *Candoniella albicans* (Brady), *C. subellipsoidea* Sharapova (определение О.Ю. Буткеевой). К сожалению, в полученном комплексе отсутствуют руководящие виды. Все перечисленные формы имеют широкий вертикальный диапазон распространения в верхнеплиоценовых и четвертичных отложениях.

Небольшое обнажение ангинской свиты мы наблюдали на западной окраине дер.Тарай, где в уступе II надпойменной (15–20 м) террасы р.Большая Анга, под двухметровым слоем аллювиальных галечников террасы вскрываются табачно-зеленые и бурые косослоистые галечники с линзами зелено-серых илов, насыщенных растительным детритом и моллюсками. Видимая мощность разреза около 5 м (см. рис. 15). Из линзы табачно-серых супесей (глубина 5 м от поверхности) О.Ю.Буткеева получила комплекс остракод (см. рис. 15, слой 1.1): *Ilyocypris bradyi* Sars, *Cyclocypris globasa* Sars, *C. laevis* (O.F. Muller), *Candona rectangulata* Alm., *C. rostrata* Br. et Norm., *C. sarsi* Hartwig, *C. stagnalis* Sars., *Candona* sp., *Candoniella albicans* (Brady), *C. subellipsoidea* Sharapov, *Cryptocandona* sp., *Eucypris foveatus* M. Popova, *Eucypris* sp., *Cypridopsis vidua* (O.F. Muller), *Cyprinotus* ex gr. *salinus* (Brady), *Limnocythere* sp. Этот комплекс весьма близок к фауне кочковского регионального стратиграфического горизонта Западной Сибири, который датируется поздним плиоценом.

На южной окраине дер.Мыс (см. рис. 14, 15) в 12–15-метровом уступе II надпойменной террасы р.Большой Анги в дорожной выемке под трехметровым слоем аллювиальных галечников вскрывается цоколь из отложений ангинской свиты видимой мощностью около 9 м. Ангинский аллювий представлен галечниками и щебнем табачно-бурого цвета с линзами мелкозернистых, часто иловатых песков, насыщенных растительным детритом и литыми раковинами моллюсков. Слоистость горизонтальная и косая. В верхней части ангинского аллювия на глубине 4 м собрана фауна грызунов (см. рис. 15, фауна XI). Сборы незначительные – 11 изолированных зубов хорошей сохранности, темно-коричневого цвета, без следов окатывания. По малочисленным сборам грызунов судить о возрасте

вмещающих отложений трудно. Но по присутствию 10 корнезубых полевков из 11 найденных, вероятно, можно сказать о возрасте не моложе среднего эоплейстоцена, по схеме В.И. Громова (Схема корреляции антропогенных отложений..., 1965). В сборах присутствуют полевки *Mimomys pliocaenicus*, *M. cf. reidi* и один изолированный зуб "без корней с цементом. Не исключено, что это может быть экземпляр из рода *Mimomys* на ранней стадии развития корней. Поэтому мы до получения более полных данных ориентировочно относим фауну из района дер. Мыс к сибирскому варианту таманского комплекса. В тех же слоях, совместно с грызунами, обнаружены моллюски (см. рис. 15), изученные С.М. Поповой: *Radix eversa* Martens, *Gyraulus acronicus* Fer., *Succinea* ex gr. *oblonga* (Drap.). "Макрофауна из района с. Мыс, — пишет С.М. Попова в своем заключении, — представлена столь малым числом видов, что заключение о ее возрасте (точнее, чем верхний кайнозой) дать нельзя".

В трех образцах иловатых супесей с глубины 5,2, 7,6 и 7,8 м (см. рис. 15, фауна 12, 13, 14) выявлены близкие по составу комплексы остракод (определение О.Ю. Буткеевой): *Ilyocypris bradyi*, *Il. gibba* (Ramd.), *Cyclocypris laevis* (O.F. Muller), *Candona rectangularata* Alm., *C. sarsi* Hartwig, *C. rostrata* Br. et Norm., *Candona* sp. nov., *Candoniella albicans* (Brady), *C. subellipsoida* Sharapova, *Eucypris foventus* М. Попова, *E. glabra* Schm., *Eucypris* sp., *Cyprinotus* sp., *C. salinus* (Brady), *Lymnocythere ornata* Schw., *L. sancti-patricii* Br. et Norm., *L. brevis* Stepanaitis, *L. negadaevi* М. Попова. По составу и возрасту эти остракоды весьма близки остракодам из верхнеплиоценовых отложений кочковской свиты Западной Сибири.

Наиболее мощный (до 22 м) разрез ангинской свиты изучен нами севернее пос. Четыхой, на правом берегу р. Анга, где скв. 178 под трехметровым слоем верхнечетвертичных бурых делювиальных глин вскрыты (см. рис. 14, 15):

Мощность, м

- |  |       |
|--|-------|
| 1. Гравийно-галечно-щебнистые отложения очень плохой окатанности, связанные мелкозернистым песком табачно-серого цвета . . . . . | 3-12  |
| 2. Пески мелкозернистые, буровато-серые и табачно-зеленые . . . . .  | 12-13 |
| 3. Гравийно-галечниковые отложения буровато-серого цвета с зеленоватыми пятнами . . . . .  | 13-19 |
| 4. Пески мелкозернистые, табачно-бурые, с обломками древесины и массой моллюсков . . . . .                                       | 19-20 |
| 5. Пески гравийные, рыжеватозеленые, с растительным детритом и моллюсками, в том числе <i>Corbicula</i> . . . . .                | 20-25 |

Ниже — темно-серые и буро-зеленые глины баяндайской свиты.

В иловатых песках, встреченных в виде тонких прослоев на глубинах 13 и 20 м, О.Ю. Буткеева обнаружила остракоды *Ilyocypris bradyi* Sars; *Il. gibba* (Ramd.), *Il. salebrosa* Stepanaitis, *Cyclocypris*

*laevis* (O. F. Muller), *Candona rectangulata* Alm., *C. rostrata* Br. et Norm., *C. sarsi* Hartwig, *Candona* sp. nov., *Candoniella albicans* (Brady), *Eucypris foveatus* M. Popova, *Stenocypris fisuheri* Lillg., *Ciprinotus salinus* (Brady). Видовой состав этих остракод аналогичен фауне остракод из стратотипического разреза у села Малые Голы и датируется верхним плиоценом по аналогии с кочковскими остракодами Западной Сибири.

Рассмотренные выше биостратиграфические материалы по опорным разрезам ангинской свиты позволяют сделать вывод о ее верхнеплиоценовом возрасте (см. рис. 15). Нижняя и средняя части ее разреза по фауне микромаммалий (Малые Голы I и II) и спорово-пыльцевым анализам могут быть отнесены к самым верхам нижнего эоплейстоцена, так как фауна весьма близка к лебяжинской фаунистической стадии Западной Сибири и к позднехапрловскому комплексу Восточной Европы, а спорово-пыльцевые данные указывают на формирование этой части разреза в относительно теплых и влажных условиях климатического оптимума (дунай-гюнц?). Верхняя часть разреза с фауной мелких млекопитающих, аналогичных раздольинской фаунистической стадии Западной Сибири и позднетаманскому комплексу Восточной Европы, отнесена нами к концу среднего эоплейстоцена. Судя по лесостепным спорово-пыльцевым комплексам и лесостепной фауне, верхняя часть разреза ангинской свиты формировалась в относительно теплых, но сухих климатических условиях, соответствующих, по-видимому, гюнцу.

Таким образом, ангинская свита в полном объеме датируется от самых верхов нижнего до конца среднего эоплейстоцена, по схеме ГИН АН СССР, или верхним плиоценом, по схеме МСК.

О взаимоотношении ангинской и манзурской свит. До находок палеонтологических остатков в манзурском аллювии считалось (Антропогеновые отложения..., 1964; Логачев и др., 1964; Равский, 1972), что ангинская свита моложе манзурской и залегает на ней. Геологических материалов, свидетельствующих в пользу таких взаимоотношений, не было. Обнажения, где бы ангинский аллювий залегал на манзурском, также не были обнаружены. Правда, у Н.А. Логачева (1964) есть указания на то, что в 1959 г. в селе Малые Голы, в 2 км от стратотипа ангинской свиты, трестом "Востсибнефтегеология" пробурена скважина, вскрывшая рыльи́е отложения до глубины 176 м. "К сожалению, — пишет Н.А. Логачев, — разрез скважины задокументирован настолько схематично, что невозможно понять ни особенностей состава отложений, ни их изменчивости по разрезу. Можно догадываться, руководствуясь основными особенностями строения покрова кайнозойских отложений междуречья, что здесь ангинский аллювий слагает лишь верхнюю часть разреза, а под ним залегает манзурский аллювий, ниже которого возможно присутствие и третичных отложений" (Логачев и др. 1964, стр. 115).

Профиль скважин, пробуренных в 1971 г. Тулонской партией в районе пос. Чептыхой, пересекает долину р. пра-Анга от борта до борта в 1-2 км от стратотипа. Осмотр керна этих скважин вполне однозначно свидетельствует о том, что в Ангинской долине под аллюви-

ем II и I надпойменных и пойменных террас залегает ангинская свита мощностью 15–22 м (см. рис. 15, 16 скв. 178), а под ней — глины баяндайской свиты. Нигде на правом берегу р. Лены, ни в главной долине, ни в долинах ее притоков, отложений манзурской свиты нет, в то же время широко развиты осадки, аналогичные ангинскому аллювию. И наоборот, в долинах рек Лены и Манзурки нигде не обнаружены достоверные отложения ангинской свиты, за исключением одного пункта — карьера на южной окраине села Манзурки. В этом карьере Г.Г. Литвинцев отнес к ангинской свите буровато-серые наклонно-слоистые песчаные глины, залегающие с разрывом на типичном манзурском аллювии. Эти отложения по внешнему облику в какой-то мере напоминают ангинский аллювий. Тщательные и упорные поиски фауны грызунов и моллюсков путем промывки большого количества породы из этих отложений не увенчались успехами, тогда как во всех исследованных обнажениях типичной ангинской свиты фауна моллюсков видна невооруженным глазом, а грызуны легко обнаруживаются при промывке. В песчаных глинах села Манзурка обнаружены сингенетичные криотурбации, в основании этих отложений имеются морозобойные клинья, внедряющиеся в нижележащие осадки манзурской свиты. Это может указывать на плейстоценовый возраст рассматриваемых отложений, весьма напоминающих покровные лёссовидные суглинки. По условиям залегания и генезису мы отнесли их к делювию древней пади, "прорезающей" склон, сложенный манзурским аллювием, а по возрасту — к среднему плейстоцену. "Ангинский" облик эти осадки приобретают за счет размыва и переотложения охристо-зеленых иловатых суглинков и глин нижележащей манзурской свиты.

Таким образом, на левом берегу р. Лены пока нет достоверно установленных отложений ангинской свиты, но широко развит манзурский аллювий. Все это привело к мысли (позже это было подтверждено палеонтологическими материалами) о том, что ангинский и манзурский аллювий в какой-то мере одновозрастны. Манзурский аллювий — это мощная (до 80–100 м) перстративно построенная аллювиальная свита, сформировавшаяся в крупный седиментационный ритм в древних долинах крупной транзитной реки пра-Манзурки — Лены (см. рис. 14), а ангинский аллювий — аллювиальная свита нормальной мощности (7–22 м), отвечающая лишь какой-то части манзурского седиментационного ритма и являющаяся фацией боковых притоков р. пра-Манзурки — Лены. Литологические отличия этих свит связаны не с их разным возрастом, а с разными областями сноса и различиями в гидродинамических режимах крупной реки и ее притоков. Аллювий р. пра-Манзурки — Лены (манзурская свита) образовался в крупной долине за счет размыва докембрийских толщ Приморского хребта, аллювий р. пра-Анга и других притоков формировался в малых речных долинах с массой стариц за счет размыва кембрийских песчаников и известняков Лено-Киренгского междуречья.

Из анализа полученных палеонтологических материалов (см.

рис. 15) следует, что манзурская свита охватывает средний-верхний акчагыл и весь апшерон, в то время как ангинская — только верхи акчагыла и апшерон. Каким же образом шло формирование манзурской свиты? От выяснения этого вопроса зависит установление характера тектонического режима манзурской эпохи. Возможны два варианта заполнения глубоких предманзурских врезов: 1) путем постепенного "сползания" аллювия на все более низкие абсолютные отметки, подобно тому, как формируются террасы в речных долинах на фоне прерывистых поднятий, и 2) путем постепенного заполнения глубоких предманзурских врезов снизу вверх на фоне общего опускания. В первом случае отдельные пачки манзурского аллювия будут прислоняться друг к другу и наиболее молодыми окажутся залегающие вблизи дна древних долин. Во втором случае те же пачки будут настилаться друг на друга и на самых высоких отметках окажутся наиболее молодые отложения.

Полученные нами палеонтологические материалы однозначно свидетельствуют в пользу второго способа образования манзурского аллювия. В конце среднего плиоцена произошло глубокое (до 100–150 м) врезание гидросети, связанное с началом главного этапа неотектонической стадии — этапа горообразования. На территории Предбайкальского прогиба эти поднятия были кратковременными и быстро уступили место общим опусканиям, на фоне которых предманзурские врезы в течение позднего плиоцена заполнились мощной толщей перстративного аллювия.

Начало манзурского вреза фиксируется верхними красноцветами охристой свиты, которые образуют своеобразные террасы на склонах глубоких манзурских врезов. Значит, именно осадки охристой свиты коррелируют с началом позднекайнозойского орогенеза. Охристая свита сформировалась в восходящую фазу движений, тогда как манзурская образовалась на фоне нисходящих движений (неотектонических опусканий). Самые низы манзурской свиты содержат фауну, близкую к хапровской, а верхи — к позднеаманской. В низах ангинской свиты фауна грызунов аналогична позднехапровской или раннеаманской, а в верхах — позднеаманской. Значит, формирование манзурского седиментационного ритма происходило в течение длительного времени — от середины акчагыла до конца апшерона, в то время как ангинская свита — лишь часть того же ритма, отвечающая его верхней половине — от конца акчагыла до середины апшерона включительно (см. рис. 15, 16).

Гарбичская толща. В отдельных участках долины р. Киренга и ее левых притоков (реки Гарбич, Гарбиткан, Туколонь и др.) на фрагментах — "плечах" древних долин — сохранились аллювиальные галечно-песчаные образования, названные гарбичской толщей (рис. 19). Судя по условиям залегания, формирование толщи связано с периодом стабилизации неотектонических поднятий Предбайкальского прогиба. Высокое (до 70–100 м) залегание аллювия относительно русла рек обусловлено последующей эрозионной деятельностью, связанной с плейстоценовым периодом поднятий. В долине р. Киренга

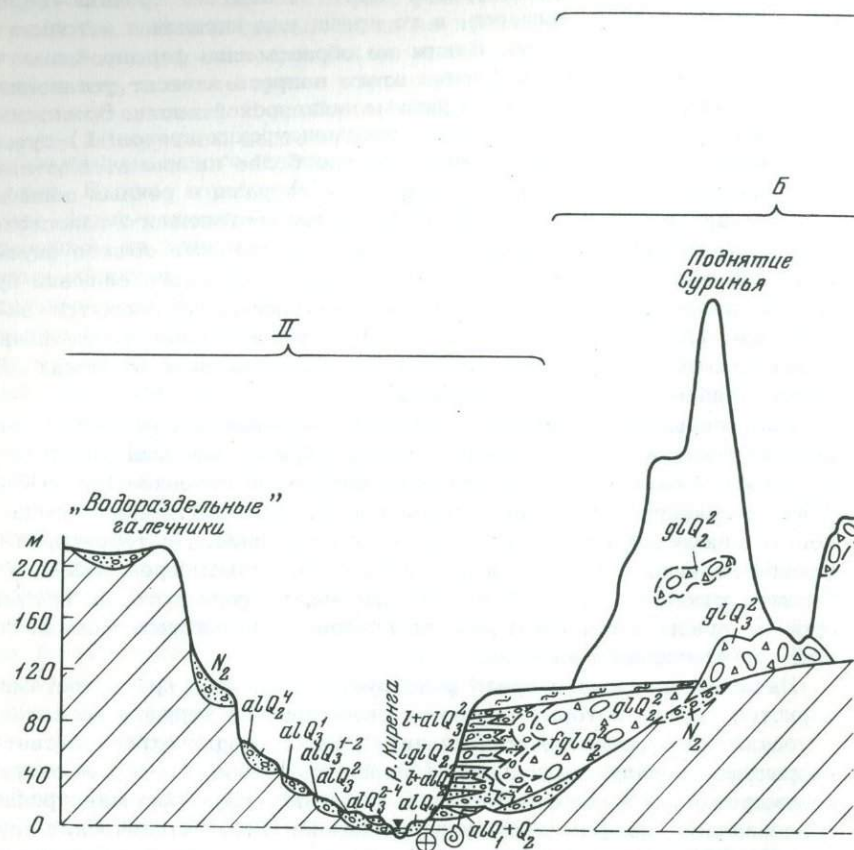
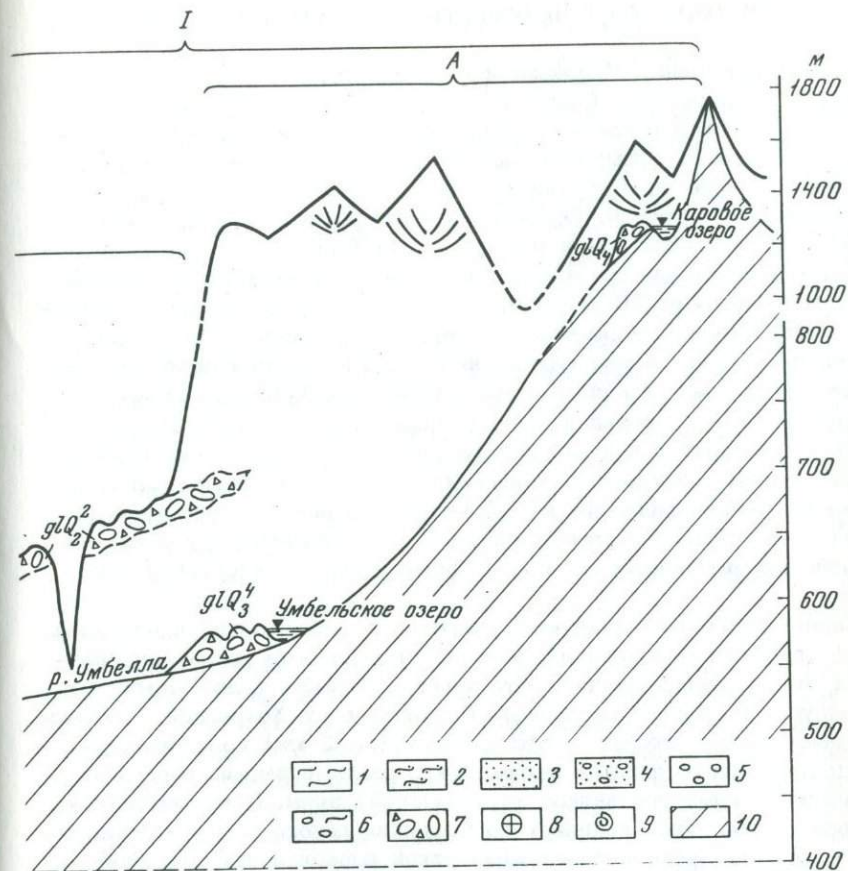


Рис.19. Схема взаимоотношений четвертичных отложений бассейна р.Киренга и элементы геоморфологии. Составил А.А. Кульчицкий с использованием данных М.А.Кулакова, В.И. Шмеркина и др.

I - область развития четвертичных оледенений гор Прибайкалья (районы распространения): А - горных ледников в пределах западного склона Аkitканского хребта с альпинотипными формами рельефа

гарбичский аллювий залегает на террасах высотой 70-110 м, а в долинах притоков - на высоте 30-60 м (рис. 19).

Гарбичская толща представлена довольно монотонными галечниками с гравием и супесчаным заполнителем желтого или красновато-желтого цвета. В составе галек преобладают различные "местные" породы кембрия и ордовика, указывающие на снос материала из бассейнов рек, близких к современным. Имеются гальки кварца, кварцита и плотных кварцевых песчаников, размытых "водораздель-



Б - предгорных ледников и их разгрузки; II - приледниковая область распространения четвертичных отложений: 1 - глины, 2 - суглинки, 3 - пески, 4 - галечники, 5 - валунные галечники, 6 - валунные гилды, 7 - валунно-обломочные суглинки; места находок: 8 - грызунов, 9 - малакофауны; 10 - коренные породы ордовика, кембрия и протерозоя

ных" галечников. Если аллювий расположен ниже поля красноцветных отложений верхоленской свиты кембрия, то в нем увеличено содержание галек пород верхоленской свиты, а мелкозем приобретает красноватый оттенок. По внешнему виду эти отложения напоминают английскую свиту. Однако в составе гарбичской толщи долины р. Киренга, как правило, преобладают доломиты и кремнистые разности пород ангарской свиты нижнего кембрия. Мощность аллювия - 10-20 м.

## ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ПЕДИМЕНТЫ, ГЛЯСИСЫ И ТЕРРАСЫ

В долинах рек Лены, Манзулки и их притоков, а также в некоторых впадинах (например, в Карлукской) локально развиты молодые долинные педименты и глясисы, опирающиеся на высокие (20 – 60 м) террасы р. Лены и формирующиеся за счет отступления коренных склонов, а также за счет уничтожения более высокого манзурского аккумулятивного уровня. Особенно впечатляющие плейстоценовые педименты можно наблюдать к западу от села Харбатова, в верховьях пади Хохонской. Глубина вреза этих поверхностей в манзурскую поверхность колеблется от 20 до 60 м, что связано со ступенчатым характером плейстоценовых педиментов и глясисов. Ступенчатость связана с несколькими этапами развития долин, в течение которых было сформировано четыре надпойменные террасы (50–60, 30–35, 12–18, 6–8 м).

Выявление количества и относительных высот террас в долинах р. Лены и ее притоков имеет важное значение, так как оно позволяет восстановить историю формирования долин и выяснить ритмику неотектонических движений на последнем среднеплейстоцен–голоценовом этапе. Многие террасы служили своеобразными базами денудации для формировавшихся по бортам долин педиментов и глясисов.

Характерные плейстоценовые педименты наблюдались в вершинах падей Игнашихи и Хохонской, разделяющих пологие увалы, спускающиеся от водораздельного хребта между долинами пади Исетской и р. Манзулка в сторону последней. Верховья пади Хохонской в 2–3 км западнее заимки Хохонок – это широкая (до 2 км) волнистая поверхность плейстоценового педимента с редкими высыпками щебня из вишнево-серых песчаников верхоленской свиты. Поверхность постепенно повышается к северу до подножия левого водораздельного увала, совпадающего с позднеманзурской поверхностью выравнивания. От этой поверхности плейстоценовый педимент отделяется характерными вогнутыми склонами относительной высоты 40–60 м.

Верховья соседней с севера пади Булагской представляют такой же педимент, соединяющийся с охарактеризованным выше через пологую седловину, оставшуюся от разрушения позднеманзурской поверхности. Оба педимента глубоко внедряются в расположенный к западу от них водораздельный хребет, от которого они отделены крутыми склонами.

Не менее интересными геоморфологическими объектами, заслуживающими специального изучения, являются глясисы – педименты, выработанные в рыхлых песчано-гравийных отложениях манзурской свиты. Они прекрасно выражены вблизи слияния рек Манзулки и Лены между селами Харбатова, Худой и Исеть. В толще манзурской свиты, кровля которой достигает здесь абсолютных отметок 600–634 м, выработаны очень широкие (до 3–4 км) понижения слабо вогнутой чашеобразной формы, по дну которых (560–580 м абсолютной высоты) проложили себе путь ручьи Черкасов, Бухой, Хальский и др. Руслу их временные, действующие только в период весен-

него снеготаяния или во время ливневых дождей. Они имеют вид узких (2–3 м), но глубоких (до 2 м) канав, по которым происходит вынос рыхлого материала в реки Манзурку и Лену. Ручьи не имеют своих долин и представляют своеобразные эрозионные борозды, дренирующие обнаженную, сложенную манзурским аллювием, поверхность гляссиса. Формирование гляссисов, их углубление и расширение идет за счет плоскостного смыва. Очень интересная особенность гляссисов – их одностороннее развитие в южном направлении, вправо от русел временных водотоков. Левые (северные) склоны гляссисов пологие, постепенно переходящие в водораздельные увалы, отвечающие верхнему уровню позднеманзурской аккумуляции, правые же, наоборот, крутые, резко выраженные в виде уступов высотой до 20–30 м, возвышающихся над плоской поверхностью гляссиса. Правые склоны представляют собой своеобразные "забой", где идет максимальное разрушение субстрата, благодаря чему склоны отступают на юг, оставляя ровную поверхность гляссиса. Такие "забой" можно наблюдать при пересечении их трактом Иркутск – Качуг в 3 км севернее села Харбатого, в урочище Большой Сосновый Бор и в других местах.

Описанные выше гляссисы опираются на уровни IV (урочище Большой Сосновый Бор южнее села Исеть) или III (пос. Худой) надпойменных террас.

Датировка возраста педиментов и гляссисов может быть произведена только после выяснения возраста соответствующих террас, служащих базами денудации для плейстоценовых выровненных поверхностей. Вместе с тем, знание возраста террас также необходимо для выявления этапности неотектонических движений на протяжении четвертичного периода. Поэтому ниже перейдем к рассмотрению стратиграфических палеогеографических и геоморфологических особенностей отложений плейстоцена Предбайкальского прогиба.

*Нижний и средний плейстоцен.* Осадки нижнечетвертичного возраста в южной части Предбайкальского прогиба пока не обнаружены. Относимые ранее к этому возрасту отложения ангинской свиты оказались верхнеплиоценовыми. Единственное обнажение, где, хотя и условно, выделяется нижний – средний плейстоцен, расположено в долине р. Киренга, против бывшего пос Гарынь (Кульчицкий, 1968). Отложения древней долины р. Киренга, соответствующие этому возрастному уровню, названы нами гарыньским аллювием. Здесь в основании обрыва высотой 40–60 м под галечниками ульканской толщи (рис. 20) залегают гравийные галечники, переслаивающиеся с гравием и линзами косослоистых песков и реже с линзами сероцветных глин мощностью 3–4 м. Галечники насыщены битыми раковинами тонкостенных моллюсков, а прослой глины – остатками растительного детрита. Гарыньский аллювий лежит на доколе из плотных алевролитов верхоленской свиты на высоте 3–4 м над урезом воды.

В составе галечников преобладают красные песчанистые мергели, серые известняки и доломиты, в меньшем количестве встречаются

гальки зеленоватых кварц-карбонатных песчаников, гравелитов, стяжений кремня и других пород нижнего палеозоя. Редкие включения докембрийских пород представлены в основном кварцем и кварцитами. К основанию разреза приурочены косослоистые линзы табачно-зеленых песков, в которых найден луч маргинального плавника осетра, резец мелкого грызуна (определение А.Г.Покатилова), обильные остатки раковин моллюсков *Sphaerium (Musculum) lacustre* (Müll.), *S. comeum* (L.), *Pisidium (Pisidium) amnicum* (Müll.), *P. (Galileja) cavertana* (Poli.), *Galba terebra* (Müll.), *Radix cf. eversa* Martens., *R. logotis* ? (Schrank), *Gyraulus acronicus* Ferg., *Valvata aliena* West. По заключению С.М.Поповой, эти формы идентичны существующим в Прибайкалье в настоящее время в пойменных водоемах. Хорошая сохранность раковин, их обилие и приуроченность к линзам песков свидетельствуют о захоронении малакофауны неподалеку от мест обитания. Отсутствие признаков угнетения и сравнительно богатый видовой состав позволяют предполагать, что фауна существовала в сравнительно теплых условиях, т.е. не в период максимального оледенения Прибайкалья.

Глинистая примазка галек аллювия содержит, по определению Е.М. Барышевой и Л.М. Шестаковой, значительное количество пыльцы берез (36-52%) и различных сосен (26-52%): *Pinus* sp., *P. n/p* *Narphoxylon*, *Pinaceae*. В меньшем количестве присутствует пыльца ольхи (4-21%), теплолюбивых широколиственных и хвойных деревьев (6-18%), ели (3-4%) и пихты (1-1,5%). Теплолюбивые древесные представлены единичными зёрнами пыльцы дуба, лещины, ореха, тсуги и других древесных. Среди спор и пыльцы трав обнаружены папоротниковые, семейства кочедыжниковых, уховниковых, злаковых, лютиковых, мариевых, полынь и др. По составу спор и пыльцы можно предположить, что при формировании гарыньского аллювия по долинам рек бассейна р. Киренга среди березовых лесов встречались широколиственные теплолюбивые деревья, а водораздельные пространства покрывала преимущественно светлохвойная тайга. В гравийных галечниках на высоте 5-6 м над руслом этой реки обнаружено три зуба грызунов плохой сохранности. По предварительному определению Р.С. Адаменко, один из них принадлежит полевке *Mimomys cf. intermedius*, а два других - некорнезубой цементной полевке *Microtidae* gen. Это позволяет условно говорить о возрасте вмещающих осадков не моложе начала среднего плейстоцена. До получения более надежных палеонтологических материалов мы относим гарыньский аллювий к нижнему - началу среднего плейстоцена.

*Средний плейстоцен.* Аллювий IV надпойменной (50-60 м) террасы р. Лены изучен в районе пос. Качуг, где ее площадки имеют ширину до 200-300 м. Фрагменты этой же террасы, но без обнажений, встречаются вплоть до г. Верхоленск. Выше пос. Качуг эту террасу можно наблюдать между падами Исетской и Черкасова у села Исеть. У Качугского лесозавода, на правом берегу Лены разрез IV террасы следующий (сверху вниз):

- |  |       |
|--|-------|
| 1. Задерновано 10 м. Ниже - валунно-галечные отложения бордово-серого цвета, состоящие в основном из среднекатанных песчаников верхоленской свиты, связанных бурыми плотными суглинками . . . . .  | 10-13 |
| 2. Гравий серый, местами желтовато- и бордово-серый, с примесью песка и несколькими прослоями в 10-15 см старичных ленточно-слоистых супесей желто-серого и бордового цветов. При промывке гравия обнаружены зубы и другие остатки посткраниального скелета грызунов, а в старичных супесях - верхний коренной зуб <i>Mammuthus cf. primigenius</i> , обломок локтевой кости <i>Coelodonta cf. antiquitatis</i> , (определение Э.А. Вангенгейм). Возраст осадков не древнее среднего плейстоцена . . . . . | 13-15 |
| 3. Галечники и валунники среднекатанные, состоящие исключительно из песчаников и алевроитов верхоленской свиты . . . . .   | 15-20 |

Ниже - коколь из вишнево-серых песчаников верхоленской свиты, на котором слой 3 залегает с резким размывом.

Остатки грызунов из слоя 2 принадлежат, по определению Р.С. Адамченко, к *Ochotona* sp. (крупная форма), *Citellus* sp. *Clethrionomys* sp., *Microtus* cf. *arvalis*, *Mc. f. gregalis*, *Microtus* sp. (цементные, без корней), *Lagurus* aff. *posterius*, *Myopus* sp. Возраст фауны - плейстоценовый.

Аналогичная по высоте и составу аллювия терраса в среднем течении рек Лены и Алдана отнесена Э.И. Равским (1972) к тазовской ледниковой эпохе среднего плейстоцена. По-видимому, 50-60-метровая терраса верховьев Лены по находкам фауны у села Качуг также может датироваться средним плейстоценом.

Ульканская толща. В бассейне р. Киренги широко развиты ледниковые и водно-ледниковые отложения эпохи максимального оледенения (Маслов, 1939; Павловский, 1948; Кульчицкий, 1967). Дальность выдвигания ледников на запад от уступа гор увеличивалась с юга на север. У устья р. Окунайка она достигала 40-45 км, а в бассейне р. Миня - 60-70 км. Ледники пересекали осевую часть Предбайкальского прогиба и доходили до приустьевых частей рек Кунерма, Окунайка, Миня, Кутима и др. В результате разгрузки ледников максимального оледенения происходило погребение доледниковых отложений и рельефа, перестройка речной сети и в первую очередь основной артерии - р. Киренга. Вблизи устья р. Окунайка русло р. Киренга отклонилось на северо-запад и ушло из района пониженных высот Миня-Окунайской депрессии, выработав современную долину в области высоких абсолютных отметок. Ледники подпрудили р. пра-Киренга, образовав приледниковые водоемы, в которых сформировались озерно-ледниковые отложения, а затем воз-

ники долины прорыва. Это событие по времени мы связываем с максимальным – самаровским – оледенением Западной и Северной Сибири. Осадки ледниковых подпруд в Прибайкалье мы выделяем в самостоятельную ульканскую толщу, одно из обнажений которой находится в приустьевой части ручья Балдахинья. Здесь к правому борту долины прислонены отложения, возвышающиеся на 60 м над рекой и состоящие из трех пачек (сверху вниз):

Мощность, м

- |   |       |
|---|-------|
| 1. Озерно-ледниковые глыбово-валунные глины и красно-вишневые глины . . . . .                         | 15-17 |
| 2. Озерные ленточные глины и суглинки красно-коричневые, реже желтовато-серые . . . . .               | 18-20 |
| 3. Озерные пески, серые и красновато-серые, с горизонтальной, иногда чешуйчатой косой слоистостью . . | 10-15 |

В спорово-пыльцевых пробах Л.М. Шестаковой и Л.А. Филимоновой в озерных отложениях определены весьма бедные спектры. Наряду с пылью и спорами древесных и трав, ныне существующих в Прибайкалье, встречены единичные, очевидно перетолженные, зерна широколиственных деревьев: дуба, лещины и др.

Из приведенного разреза видно, что в период накопления нижней 10-15-метровой пачки ледники еще полностью не перекрыли долину р. пра-Киренга. Последующее их наступление окончательно преградило сток талым ледниковым водам и водоем начал расти вверх по реке. В это время формировалась средняя пачка. Верхняя пачка валунных глин с линзами песков и суглинков отложилась в эпоху максимального наступления ледников самаровского оледенения. Возможно, граница ледниковой разгрузки придвинулась к устью р. Окунайка, а материал, доставленный ледником, разносился по акватории плавающим льдом, переносившим глыбы весом по 0,2-0,3 т.

Второе обнажение ульканской толщи, прорезанной р. Улькан у устья р. Умбелла (рис. 20), свидетельствует не только о продвижении сюда ледников самаровского времени, но и указывает на последующий размыв морен и формирование ледниково-озерных отложений. Здесь в 50-55-метровом обрыве под лёссовидными суглинками желтовато-серого цвета мощностью в 1,5 м обнажены водно-ледниковые валунные галечники – дельтовые отложения р. Умбелла (26-29 м), озерные и озерно-аллювиальные горизонтально-слоистые глинисто-алевритовые, песчаные и галечные отложения, залегающие с размывом на моренных образованиях (9-10 м), ледниковые отложения максимума самаровского оледенения, представленные глыбово-валунными скоплениями с обломочно-глинистым наполнителем желтого цвета (5 м). Ниже залегает гарыньский аллювий (2-2,5 м).

Озерные и озерно-аллювиальные отложения содержат споры и пыльцу, характерную, по определению М.В. Литвинцевой, для сосново-березовых лесов с ольхой, ивой и незначительным травянистым покровом. Ульканская толща отнесена нами к середине среднего плей-

стоцена. По-видимому, она сформировалась в основном в эпоху сарматовского оледенения Сибири.

*Верхний плейстоцен.* Аллювий III надпойменной (30–35 м) террасы р. Лены распространен по обоим бортам ее долины. Фрагменты этой террасы шириной от сотен метров до 1–2 км наблюдались в районах сел Бирюлька, Макрушино, Исеть, Качуг, Макарово и др. Терраса – цокольная. Аллювием покрыты лишь верхние 3–4 м. В его составе – галечники с галькой средней и хорошей окатанности, заключенные в полимиктовых среднезернистых косослоистых песках.

Возраст аллювия III террасы пока окончательно не определен. Известные находки костей млекопитающих верхнепалеолитического комплекса позволяют датировать его в диапазоне от середины среднего до конца позднего плейстоцена (Логачев и др., 1964; Антропогенные отложения..., 1964). По аналогии с бассейном р. Лены (Равский, 1972) мы датируем аллювий III террасы казанцевско-зырянским возрастом.

Аллювий II надпойменной (12–18 м) террасы развит по правобережью р. Лены и по обоим берегам р. Анга. Терраса – цокольная, ширина площадки от десятков до сотен метров, редко до 2–3 км. Мощность аллювия – от 2–3 м в долине р. Анга до 5–10 м в долине р. Лены.

В 2 км севернее пос. Качуг II надпойменная терраса имеет высоту 17 м и исключительно песчаный состав. Ее аллювий состоит из двух пачек, разделенных поверхностью размыва. Нижняя пачка представлена наклонно-слоистыми среднезернистыми песками (5 м), верхняя – ленточно-слоистыми тонкозернистыми песками и супесями (3 м).

На правом берегу р. Лены у устья ручья Межник хорошо обнажен аллювий II надпойменной террасы, в котором под слоем покровных суглинков (3 м) залегают: пески глинистые, буровато-серые, рыхлые, горизонтально-слоистые (3 м); галечники плохо окатанные, состоящие из песчаников верхоленской свиты и связанные серовато-бурым глинистым материалом (2 м); пески глинистые, желто-бурые, горизонтально-слоистые (3 м); галечники с валунами, сцементированные бурым суглинком, грубо-горизонтально- и наклонно-слоистые, с линзами желто-бурых глинистых песков (4 м). В верхней части этого слоя найдена конечность *Coelodonta antiquitatis* (Blüm.), относящегося к верхнепалеолитическому комплексу (определение Л.Н. Иваньева). Это позволяет датировать аллювий II террасы в пределах от середины среднего до конца позднего плейстоцена. Учитывая, что делювиальные покровные отложения II террасы стоянки Макарово III (см. ниже) имеют каргинско-сартанский возраст, залегающие под этим делювием аллювиальные отложения следует, видимо, отнести к зырянскому ледниковью позднего плейстоцена. Это подтверждается также сингенетическими мерзлотными смятиями в средней части аллювия II надпойменной террасы.

Аллювий I надпойменной (6–8 м) террасы широко развит в долинах рек Лена, Анга, Манзурка и их притоков. Высота террасы – от

6 до 8 м, мощность аллювия достигает 6–10 м. Ширина площадок – до 1–2 м, бровка и тыловая закраина обычно выражены хорошо. Обнажения террасы изучены во многих пунктах. Наиболее представительные разрезы наблюдались ниже пос. Качуг и у села Макарово, где на ее поверхности в голоценовом почвенном слое обнаружены многочисленные неолитические орудия (стоянка Макарово I). Здесь же, в раскопках стоянки Макарово II пойменный аллювий I надпойменной террасы перекрыт делювиальными покровными отложениями. В разрезе стоянки (по раскопу М.П. Аксенова) следуют:

Мощность, м

- |  |         |
|--|---------|
| 1. Почвенный слой – темно-серые гумусированные супеси с редкими включениями щебня и галек из песчаников верхоленской свиты. По С.М. Цейтлину (1970) – это I культурный слой (глубина 0,3 м) – поздний неолит . . . . .   | 0–0,5   |
| 2. Супеси лёссовидные, пылеватые, плотные, палево-бурые . . . . .  | 0,5–0,6 |
| 3. Погребенная почва – гумусированные супеси с кротовинами. II культурный слой (глубина 0,67 м) – мезолит с костями . . . . .  | 0,6–0,8 |
| 4. Супеси лёссовидные, палевые, очень плотные . . . . .  | 0,8–1,1 |
| 5. Погребенная почва – гумусированные супеси, буровато-серые, с темными пятнами, с неровной кровлей и подошвой. III культурный слой (глубина 1,15 м) – палеолит. По С.М. Цейтлину (1970) – аллеред . . . . .   | 1,1–1,4 |
| 6. Супеси бурые, плотные . . . . .   | 1,4–1,5 |
| 7. Погребенная почва – гумусированные темно-бурые песчанистые суглинки с включениями мелкого гравия, с неровными, видимо разорванными солифлюкцией, кровлей и подошвой. Это IV культурный слой (глубина 1,52 м) – палеолит. С.М. Цейтлин (1970) датирует его беллингом . . . . . | 1,5–1,7 |
| 8. Супеси буровато-серые, слоистые, с включениями щебенки и песка . . . . .  | 1,7–2,4 |
| 9. Пески мелкозернистые, серые, волнисто-слоистые, с линзами щебня. Подошва не вскрыта . . . . .   |         |

Слои 1–6 представлены голоценовыми в позднесартанскими делювиальными покровными отложениями, залегающими на пойменных (слой 8) и русловых (слой 9) осадках I надпойменной террасы р. Лены, которую следует датировать сартанским ледниковым позднего плейстоцена.

Аллювиальные отложения бассейна р. Киренга имеют сравнительно небольшое распространение. Они представлены фрагментами террас шириной до 1–1,5 км и длиной до 5–6 км, большей частью прислоненных к скальным породам. Указанные размеры характерны только для низких верхнеплейстоценовых террас (8–10–12

и 15–20–25 м), расположенных в основном в устьях рек Улькан и Балдахинья. Более высокие террасы (30–40–45 и 50–60 м; 60–80 м), условно отнесенные к концу среднего – началу верхнего плейстоцена, сохранились значительно хуже. Их образование связано с начальным этапом выработки долины прорыва после максимального оледенения (см. рис. 19). При этом сформированы структурные террасы в породах кембрия и в ледниково-озерных отложениях. Исходя из геоморфологического положения террас и состава отложений, в долине р.Киренга и приустьевых частях ее притоков можно выделить следующие аллювиальные комплексы (см. рис. 19, 20):

Мощность, м

- среднеплейстоценовые аллювиальные отложения тазовского (?) времени: галечники, слагающие цокольные террасы высотой 50–60–80 м . . . . . 20–30
- верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения казанцевского (?) времени: галечники, залегающие на цокольных террасах высотой 30–40–45 м . . . . . 10–15
- верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения конца казанцевского – начала зырянского времени: галечники, реже суглинки террас высотой 15–20–25 м . . . . . 10–15
- верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения зырянского времени: лёссовидные суглинки пойменной фации, озерно-старичные глины и русловые гравийные галечники . . . . . 2–3  
Эти отложения лежат на цоколях 8–10–12-метровых террас
- верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения конца зырянского – каргинского – сартанского времени: галечники, пески, суглинки с прослоями песков и валунно-галечными супесями, слагающими 8–10–12-метровые террасы

Хандинская толща. В отличие от долины р. Киренга, где в плейстоцене происходил преимущественно вынос аллювия, некоторые озерные котловины приледниковой области были аккумуляторами озерных осадков. Один из таких крупных бассейнов, Хандинская впадина. До глубины 20–30 м она заполнена озерными осадками, которые мы выделяем в качестве хандинской толщи плейстоцен-голоценового возраста. Под голоценовыми торфами мощностью до 3–5 м скважинами вскрыты монотонные глины с прослоями алевроитов, суглинков и реже песков, мощностью до 25–35 м. Ниже залегают серо-коричневые и коричневые глины с пылью теплолюбивых широколиственных деревьев неогена (определения Г.И.Таракановой).

Палинологи Л.М. Шестакова, Л.А. Филимонова и другие считают, что хандинская толща сформирована в четвертичное время. Полученные спорово-пыльцевые диаграммы отражают неоднократные изменения состава растительного покрова приледниковой зоны, обусловленные периодическими колебаниями климата. Эти климатические флук-

туации, очевидно, служили основной причиной нескольких оледенений гор Прибайкалья и Предбайкальского прогиба (см. рис. 20).

*Средний – верхний плейстоцен.* Междуречные пространства, а также аллювий IV, III и II надпойменных террас перекрыты с поверхности маломощным (до 2 м), но почти сомкнутым плащом делювиальных и делювиально-солифлюкционных образований. Эти покровные отложения представлены бурыми, палево-серыми, желтовато-бурыми, светло-коричневыми лёссовидными супесями, суглинками и песчанистыми глинами, неравномерно насыщенные угловатыми обломками различных размеров пород палеозоя. Характерно либо полное отсутствие слоистости, что чаще всего бывает при сильном облёссовании пород, или же наклонная, параллельная склону слоистость, свидетельствующая о преимущественно делювиальном генезисе этих отложений. Во многих естественных обнажениях в покровных отложениях можно наблюдать интенсивные сингенетичные мерзлотные смятия, а также явные следы солифлюкционных течений. Эти признаки указывают на суровые климатические условия.

Наиболее молодые горизонты покровных отложений хорошо изучены при археологических раскопках. Разрез их на стоянке Макарово II приведен выше. Очень интересный, но еще плохо изученный разрез вскрыт в раскопках М.П. Аксенова в 1972 г. на стоянке Макарово III.

В случае залегания покровных отложений на низких террасах можно говорить о их позднплейстоценовом, точнее каргинско-сартанском возрасте. Если же они покрывают более высокие террасы или междуречные пространства, то возраст их может быть более древним – среднесплейстоценовым или средне-позднесплейстоценовым.

*Голоцен.* Аллювий пойменных террас изучен слабо. На р. Лене и ее притоках выделяются два уровня поймы: высокий (3 – 5 м) и низкий (1–2 м). Специального изучения их разрезов не производилось. Мощность аллювия колеблется в пределах 4 – 8 м. В его составе преобладают галечники и гравий, перекрытые сверху пойменными тонкослоистыми супесями с примесью фитодетрита и раковин моллюсков.

На р. Киренга и в приустьевых частях ее крупных притоков имеются, так же как и на р. Лене, два уровня поймы: высокая (3–4 м) и низкая (1–2 м). Их разрезы, как правило, представлены двумя слоями. Нижний состоит из галечников и песков русловой фации, а верхний представлен пойменными пластинчатыми суглинками. Для разрезов высокой поймы иногда свойственна слабая лёссовидность верхней части слоя суглинков и редкие валуны и гальки, принесенные речным льдом,

### ТИПЫ ТРЕТИЧНЫХ ВПАДИН

Третичные седиментационные бассейны в Предбайкальском предгорном прогибе концентрируются в зоне протяженностью около 450 км при ширине 50–100 км. Основная их масса представлена узкими, протяженными синклиналями и грабен-синклиналями.

Отрицательные морфоструктуры включают ряд седиментационных бассейнов, выполненных третичными и четвертичными осадками. По морфологическим и генетическим особенностям, а также по соотношению с древней структурой выделяются четыре типа таких бассейнов: Тулонский, Ньюрутканский, Эконорский и Хацдинский.

Впадины Тулонского типа имеют синклиналеобразное строение, наложены на палеозойскую структуру закономерно и располагаются на крыльях валов, тяготея к контакту терригенной и карбонатной толщ. Во впадинах этого типа до широты сел Баяндай – Кырма в основании сохранились местами юрские отложения. Таким образом, наблюдается унаследованность развития отрицательных морфоструктур и седиментационных бассейнов по крайней мере с юры.

Впадины описываемого типа вытянуты по простиранию и имеют длину от 15–20 до 80 км при максимальной ширине в 4–8 км. Морфометрически впадины, лежащие одна на простирании другой в синклинальных зонах, слабо отделяются одна от другой. Перемычки между ними, не несущие кайнозойских осадков, постепенно переходят в аккумулятивную часть, границы которой можно наметить лишь при специальном геологическом картировании. В некоторых случаях седиментация во многих из впадин, вероятно, была единой и лишь после удаления эрозионно-денудационными процессами осадков на перемычках, представляющих воздымание шарниров исходной поверхности в период интенсивного поднятия региона, произошло их разделение. Пример таких впадин – Хара-Нурская, переходящая в Кырминскую. Подобное соотношение имела Очаульская впадина с Шонской и Джигдаканской впадинами. По простиранию отрицательных морфоструктур некоторые из кайнозойских впадин подставляют одна другую кулисно. Например, к северному окончанию Кырминской впадины причленяется Корсаковская. Кулисно к последней расположена Залогская впадина.

Контактная часть терригенной и карбонатной толщ может располагаться вдоль одного из бортов впадины, вдоль оси или переходить с одного борта на другой. В плане, несмотря на общую вытянутость, впадины рассматриваемого типа имеют довольно сложные и разнообразные очертания. По ряду изученных впадин отчетливо видно, что их днища прогнуты неодинаково и имеют поперечные перемычки (Тулонская, Хара-Нурская). Некоторые впадины разделяются на своих окончаниях продольными поднятиями (Залогская, Джигдаканская). В других впадинах, расположенных близко друг к другу, через заливообразные понижения происходит слияние их седиментационных бассейнов (Бирилейская и Шевыканская). Характер деформации днища впадин тулонского типа, а также очертания их в плане показывают, что наряду с синклинальным изгибом определенную роль в их оформлении сыграли разрывные дислокации, представляющие, по-видимому, зоны повышенной трещиноватости. Такие зоны ориентированы, как следует из вышеизложенного материала, по трещиноватости поперек и вдоль простирания складчатых структур. Наконец, определенную роль играют зоны трещиноватости, ориентированные диагонально к простиранию слоев. Такие направления улавливаются, в

частности, в Тулонской и Корсаковской впадинах. В целом, указанные направления повышенной трещиноватости отчетливо проявлены и в положительных морфоструктурах, особенно на их склонах. Например, интенсивно разбиты поперечными зонами повышенной трещиноватости борта положительной морфоструктуры, контролируемой Божеханским валом, борта Кырминской впадины и т.д. Во впадинах тулонского типа в некоторых случаях зоны повышенной трещиноватости переходят в разломы, осложняющие в определенной степени синклиналильные изгибы и приводящие к срывам пластов пород нижнего палеозоя с образованием опущенных и поднятых блоков. Такие разломы, существующие в фундаменте впадин, могут отразиться и в их осадочном наполнении. Причем иногда можно усмотреть их конседиментационное развитие. Таким примером может служить крутой уступ, отделяющий Колсахайский участок от собственно Тулонской впадины. Мощность третичных отложений на его склоне, образуемом Тулонской впадиной, резко возрастает.

В целом впадины тулонского типа, в основании которых находятся наиболее нижние части разреза третичных отложений, тяготеют к структурной зоне, протягивающейся вдоль Божеханского вала, переходя затем на северо-западный борт Мережинско-Джигдаканского вала до широты Тулонской впадины. Новая структурная зона прослеживается вдоль Уянского вала, затем при подходе к р. Киренга расщепляется, и одна ветвь уходит на север, другая – на северо-восток, однако здесь изменяется морфологический тип седиментационных бассейнов.

Интересно проследить боковую миграцию осей седиментационных бассейнов. На примере Хара-Нурского, Кырминского и Тулонского бассейнов видно, что их оси с мела-палеогена и до конца третичного периода мигрировали к северо-западу и сместились на расстояние до 2 км, т.е. седиментационные бассейны откатывались от смежных поднятий. Иные соотношения намечаются в Еленинской впадине. Здесь ось бассейна седиментации также смещалась к северо-западу, но накатывалась на Божеханский вал. К сожалению, проследить эту закономерность на других впадинах пока не удастся ввиду отсутствия достаточного объема буровых работ в их пределах.

Тулонская впадина простирается в северо-восточном направлении от верховьев р. Большая Анга до верховьев р. Колсахай на расстояние около 40 км при ширине 2–7 км (рис. 21,22). В центральной части впадина сужается. За счет этого происходит ее осложнение двумя мульдами: южной и северной. Основной объем поисково-разведочных работ был сосредоточен в северной мульде, южная мульда менее изучена. Ось северной мульды по подошве кайнозойских отложений проходит вдоль р. Джигдакан и затем несколько отклоняется к субширотному простиранию. В наиболее погруженной части абсолютные отметки докайнозойского ложа впадины составляют около 240–280 м. К западу кайнозойские осадки заходят в долину р. Джигдакан. Ось южной мульды располагается в 1–3 км юго-восточнее р. Большая Анга. В ее наиболее погруженной части

подошва кайнозойских осадков занимает абсолютные отметки около 200 м. Юго-восточный борт Тулонской впадины несколько круче северо-западного. Ложем Тулонской впадины служит карбонатная ниже-среднекембрийская толща и терригенная песчано-глинистая средне-верхнекембрийская толща верхоленской свиты.

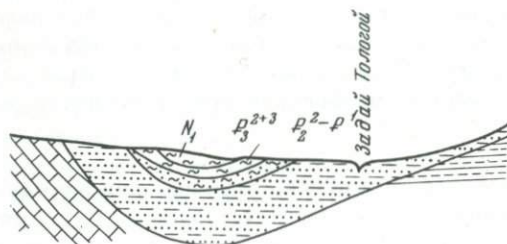
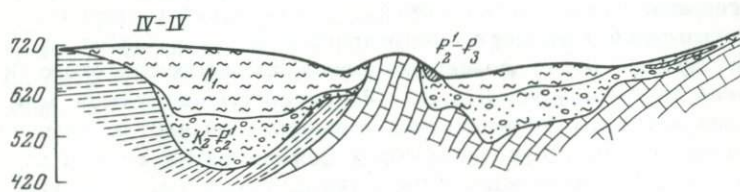
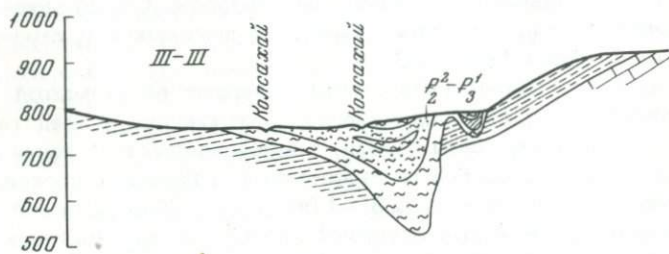
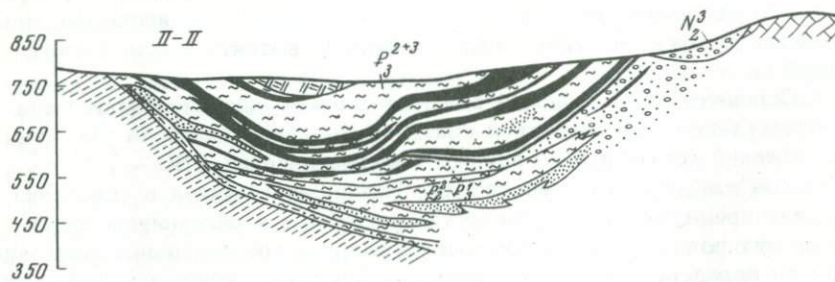
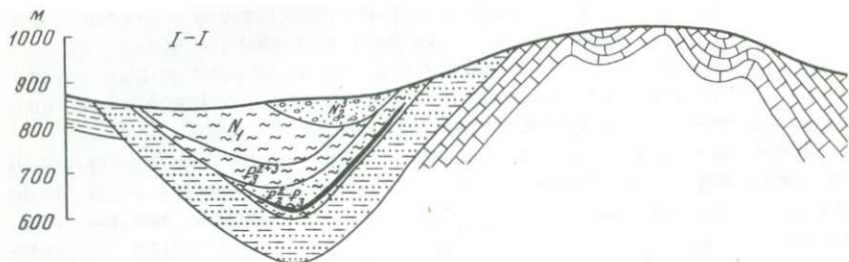
Корсаковская впадина располагается на левобережье р. Лены, восточнее села Качуг и протягивается вдоль речки Жуя. По морфологическим признакам она отличается от типичных впадин, так как в современном рельефе слабо выражена. Ее ось проходит через район села Корсаково. Длина впадины 15-17 км, ширина - 2-2,5 км. По простиранию шарнир впадины ундулирует. Наибольшее превышение ложа впадины над смежным поднятием достигает 300 м.

Основание Корсаковской впадины сложено песчано-глинистыми образованиями верхоленской свиты. Небольшие мощности третичных отложений достигают по данным электроразведки 250 - 275 м. Весьма своеобразен и их состав. Толща, залегающая в основании, имеет преимущественно глинистый состав, а в обломочной части большую роль играют устойчивые к разрушению отдельные разновидности пород верхоленской свиты, особенно на северо-западном борту и в центральной частях впадины. На юго-восточном борту в небольшом количестве появляются карбонатные обломки. Общая мощность описываемой толщи, сопоставляемой с муромцевской и харанурской свитами, - около 100-110 м.

Отложения неогена (баяндайская свита) залегают на размытой поверхности палеогеновых (дат-палеоценовых) отложений и представлены глинами, суглинками, коричневыми, темно-зелеными, серыми, голубыми, с прослоями угля, белых известняков, глинистых песков. Мощность отложений неогена - до 130-150 м. Для Корсаковской впадины характерен крупный донеогеновый перерыв в седиментации, который, вероятно, охватил каменское и булусинское время или преднеогеновый размыв, уничтоживший осадки этого возраста<sup>1</sup>.

Кырминская впадина протягивается от села Холбот на юго-западе до ручья Аланчик на северо-востоке на расстояние около 60 км при ширине до 4 км (рис. 21, 22). Геолого-геофизическими методами она изучена в юго-западной и центральной частях. Впадина расположена на северо-западном борту Божеханского вала и хорошо выражена морфологически. Юго-восточный борт ее, сложенный карбонатными породами нижнего кембрия, более крутой, северо-западный, образованный терригенными породами верхоленской свиты, несколько положе. Превышение днища впадины над смежными водоразделами достигает 370 м. При этом абсолютные отметки на смежных положительных морфоструктурах в пределах развития сред-

<sup>1</sup> Датировку возраста отложений, выполняющих Корсаковскую впадину, мы принимаем, по данным С.Ф. Павлова, Г.Г. Литвинцев относит нижнюю часть разреза к булусинской свите (устное сообщение).



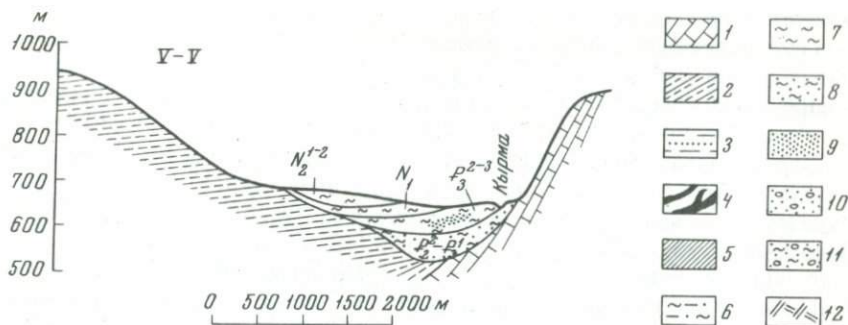


Рис. 22. Геологические разрезы впадин, изображенных на рис. 21

1 - карбонатные породы нижнего-среднего кембрия; 2 - терригенные породы среднего-верхнего кембрия; 3 - терригенные породы нижней юры; 4 - угли; 5 - бокситы и бокситоподобные породы; 6 - структурный элювий; 7 - глины; 8 - суглинки и супеси; 9 - пески; 10 - валунно-галечно-песчаные отложения; 11 - глинисто-песчаные отложения с неокатанными и слабокатанными обломками; 12 - четвертичные озерно-болотные отложения

не-верхнекембрийских образований достигают 1070 м, а на Божеханском валу, имеющем карбонатное ядро, они составляют 900-940 м.

Ложе Кырминской впадины залегает на максимальной глубине 480-500 м. Ее шарнир ундулирует. Наиболее низкое положение он занимает в районе сел Байши и Холбот, затем к северо-востоку происходит его воздымание, по-видимому, за счет поперечного поднятия. Новое погружение до глубины 500-520 м шарнир испытывает в районе сел Тухум и Ноготой, затем плавно воздымается к ручью Аланчик до абс. отметок 600-680 м.

Наиболее древними среди третичных осадков, вскрытых в Кырминской впадине, являются образования каменной свиты, имеющей мощность до 50-120 м. Вышележащая булусинская свита имеет мощность до 50-60 м. Осадки неогена (баяндайская и байшинская свиты) пространственно смешены к северо-западному борту Кырминской впадины. Их суммарная мощность более 90-100 м.

Карлукская впадина прослежена на расстояние более 40 км от дер. Старый Хогот до вершины ручья Жергон и имеет ширину до 4-5 км. Она располагается на северо-западном борту Мельзанского вала. Впадина расчленена на три отдельные мульды. На юго-востоке в ее составе находится Старохоготская мульда, шарнир которой воздымается к дер. Хотогор. В направлении к северо-западу мульдой причленяется Зунгольская мульда. Наконец, собственно Карлукская впадина начинается от села Аргун, пересекает р. Манзурку и протягивается вдоль долины ручья Жергон. Наиболее погружен

участок Карлукской впадины между дер. Карлук и р. Манзуркой, где глубина залегания днища составляет 160–180 м, а абсолютные отметки днища – 440 м; в сторону села Аргун происходит воздымание шарнира впадины до 680 м. Зунгольская впадина террасой возвышается над Карлукской. Глубина залегания ее ложа – около 40–60 м.

Состав ложа Карлукской впадины по всей вероятности не одинаков. В районе дер. Манзурка происходит воздымание шарнира Нуха-Нурского прогиба и слияние Божеханского и Мельзанского валов. Таким образом, судя по геологической карте, ложем впадины с юга и до широты села Карлук являются терригенные образования верхоленской свиты. Севернее дер. Карлук третичные отложения подстилаются карбонатными породами нижнего кембрия. Карлукская впадина выполнена отложениями баяндайской и байшинской свит неогена.

Петровская впадина располагается в 6 км к северо-западу от дер. Карлук. Она заложена на карбонатных породах нижнего кембрия, выходящих в ядре Божеханского вала, и протягивается на 10 км при ширине 2,5 км. Ложе впадины погружено до отметки 600 м. Впадина выполнена отложениями неогена мощностью до 130 м. В их составе большое место занимает грубообломочный материал, что весьма характерно для впадин, заложенных на карбонатном субстрате (Жуинский бассейн).

Залогская впадина закартирована вдоль р. Бирюлька на расстояние около 20 км, при ширине 2–3 км. В месте слияния реклевой и Правой Бирюльки она раздваивается. Наиболее изучена северная часть Правобирюлькинское разветвления. Глубина залегания ложа впадины здесь составляет около 90 м. К югу, в районе дер. За-лог, а также между деревнями Бирюлька и Прохоряты, днище впадины углубляется до 130–140 м. Левобирюлькинское ответвление, по-видимому, помимо синклинального изгиба, сопровождается и продольным разрывным нарушением. Оно значительно уже, а русло р. Бирюлька почти прямолинейно. Разрывами такого же направления контролируется, по-видимому, и северный отрезок Правобирюлькинское ответвления.

Третичные отложения в Залогской впадине налегают на образования верхоленской свиты и представлены баяндайской свитой, сложенной в основании шебнистым и глинисто-шебнистым материалом – продуктами разрушения терригенных образований верхоленской свиты. Выше залегает толща красно-бурых, пелельно-серых, голубовато-зеленых песчаных глин и суглинков. Общая мощность неогеновых отложений во впадине достигает 130–140 м.

Ангинская впадина занимает юго-восточное крыло Качугского вала в одноименной синклинали и протягивается вдоль р. Анга на расстояние 15 км при ширине 3 км. Глубина впадины в центральной части (в районе дер. Чептыхой) достигает 250 м. В районе дер. Анга происходит замыкание впадины, и здесь к ней кулисой причленяется Большеангинская впадина, морфологически выраженная подобно Левобирюлькинской ветви Залогской впадины. Впадина имеет асимметричное строение. Наиболее крутое северо-западное крыло.

Поперечным профилем скважин установлено, что Ангинская впадина выполнена неогеновыми озерно-болотными отложениями: суглинками красно-бурыми, серо-зелеными, участками углистыми, с прослоями песков и глин, мощностью более 160 м. Осадки баяндайской свиты перекрыты песками и песчано-галечным ангинским аллювием мощностью до 22 м.

Шоно-Бирилейская впадина орошена р. Шоно и ее правым притоком р. Тончиха. Она имеет длину около 24 км, ширину - 2,5 - 3,5 км. Морфологически впадина хорошо выражена, имеет плоское заболоченное днище, переходящее с заметным перегибом в бортовые части. Абсолютные отметки ее днища составляют 640-670 м, максимальные отметки смежных водоразделов достигают 1040 м.

Внутреннее строение Шоно-Бирилейской впадины представляется достаточно сложным. Геолого-геофизическими исследованиями охвачена лишь ее центральная часть, прилежащая к оз. Бирилей. По всей вероятности, Шоно-Бирилейская впадина состоит из двух мульд, разделенных небольшим поднятием в районе отметки 689,0. В северо-восточной депрессии, судя по данным геолого-геофизических работ, палеозойское основание залегает на глубине 340-360 м. В плане мульда имеет тенденцию склонения к субширотному направлению в районе оз. Кулунчен. В юго-западной мульде палеозойское ложе предположительно залегает на глубине около 150-180 м. Поднятие, разделяющее описанные мульды, фиксируется по появлению останца пород верхоленской свиты внутри контура впадины. Судя по ориентировке примыкающего с востока мыса, направление перемычки - диагонально простиранию оси впадины.

В структурном отношении Шоно-Бирилейская впадина располагается на юго-восточном крыле Качугского вала, ядро которого сложено карбонатными отложениями нижнего-среднего кембрия, а крылья - терригенными образованиями верхоленской свиты. Ложем впадины, судя по геологической ситуации, являются песчано-галечные породы верхоленской свиты, сравнительно полого погружающиеся на юго-восток. Геологическим картированием в поверхностных частях впадины установлены отложения неогена: байшинская свита и охристая толща, представленные глинами, суглинками, песками, галечниками, дресвяно-глинистым материалом. Мощность этих отложений - до 30-50 м. В северо-западной части впадины закартированы пески, галечники, глины манзурской свиты мощностью до 20-30 м. Часть разреза, залегающая ниже байшинской и охристой толщ, буровыми работами не изучена. Можно полагать, что в основании разреза имеются осадки палеогена.

*Впадины нюрютканского типа*, так же как и тулонского, наложены на древнюю структуру закономерно - на крылья валов. Морфологически они отличаются от вышеописанных тем, что в их оформлении значительную роль играют разрывы, хотя роль изгибов здесь также немаловажна. Особенно это отчетливо видно в плановых очертаниях впадин. Например, в оформлении Нюрютканской впадины, в частности ее западного борта, видно влияние разлома. По такому разлому ме-

ридионального простирания приведены в контакт отложения верхоленской и илгинской свит. В целом Нюрютканская впадина располагается на западном борту вала. Хотя в бортах впадины выходят отложения среднего-верхнего кембрия, возможно, что в ее ложе по разлому выведены карбонатные отложения нижнего-среднего кембрия. Судя по материалам геологического картирования в бортах впадины имеются отложения палеогена. Данных по глубине залегания ложа Нюрютканской впадины и составе осадочного наполнения не имеется.

Подобное строение имеет и Тонгодинская впадина, лежащая с вышеописанной впадиной в одной депрессионной зоне. Так же, как и Диткарская и Мурыннинская впадины, она находится в месте резкой виргации складчатых структур. В оформлении их контуров важную роль сыграли разломы северо-восточного и северо-западного простираний. Возраст, состав и мощности кайнозойских отложений во впадинах неизвестны, поскольку глубокое бурение здесь не проводилось. По данным геологосъемочных работ (устное сообщение Л.Я. Боровикова) известно, что верхи разреза осадков депрессий представлены довольно мощной песчано-галечниковой толщей (до 35-40 м). Иногда в бортах впадины вскрываются отложения неогена.

*Впадины эконорского типа* располагаются в поле развития отложений верхоленской свиты и по своим очертаниям отличаются от вышеописанных типов. Они занимают крылья Верхоленского вала или тяготеют к его оси. Представителями таких впадин являются Эконорская, Тутурская, Анейская и Назимская. В целом седиментационные бассейны эконорского типа вытянуты в северо-восточном направлении согласно простиранию складчатых структур. Первичные контуры седиментационных бассейнов в настоящее время значительно завуалированы эрозионно-аккумулятивными процессами, происшедшими в четвертичное время.

Представляется, что в становлении впадин эконорского типа определенную роль сыграли синклинальные изгибы исходной поверхности выравнивая, заложенные на крыльях валов. Этим предопределяется общее простирание седиментационных бассейнов. Впоследствии на их развитие оказали влияние разрывы сплошности, усложнившие конфигурацию впадины. В становлении этих впадин значительную роль сыграл и глубинный карст, приведший к выщелачиванию пород амгинского и ленского ярусов, залегающих здесь на глубинах более 500 м. К сожалению, к настоящему времени представительных материалов по осадочному наполнению впадин не имеется.

*В хандинский тип* впадин нами выделяется одноименная депрессия, обладающая значительными размерами. Ее длина составляет около 80 км, ширина - до 12-14 км. Эта депрессия приурочена к сводовой части Криволуцкого вала, сложенного в ядре отложениями илгинской свиты верхнего кембрия, а на крыльях отложениями нижнего и среднего ордовика. Впадина имеет овальные очертания и на юге продольным поднятием делится на две части. Глубина депрессии, по-видимому, значительна и можно полагать, что в ее днище по раз-

ломам выведены карбонатные отложения нижнего кембрия. Во всяком случае, появление такой крупной депрессии, да еще в центральной части вала, нельзя объяснить ничем иным, как проявлением здесь карстовых процессов, особенно глубинного карста. Подобное явление имеет место на Жигаловском валу, однако в пределах последнего кайнозойские осадочные толщи уничтожены эрозией. Соотношения этой впадины с древней структурой весьма сходны с Мурынским типом, который будет охарактеризован ниже.

## КАРСТ

Большую роль в оформлении морфоструктуры Восточного Прибайкалья сыграли карстовые процессы. Их развитию способствовала своеобразная тектоническая обстановка, интенсивно дислоцированные карбонатные породы, поднятые выше базиса эрозии, присутствие на небольших глубинах легко растворимых соляных, сульфатных, сульфатно-карбонатных пород в докайнозойском субстрате, а также благоприятный гидрогеологический режим.

Карстовые процессы и как следствие их карстовые формы имели в Восточном Прибайкалье различный масштаб и проявлялись не одновременно. Современные карстовые формы легко устанавливаются, древние выявляются только в результате широких геолого-геоморфологических сопоставлений. Тем не менее, понять роль карста в оформлении кайнозойской структуры региона представляется необходимым, поскольку многие стороны деформации исходной поверхности, в целом, и развития третичных бассейнов, в частности, подчиняются формам его проявления. Карстовые процессы, имевшие место в регионе, к настоящему времени в геологической литературе освещены слабо, хотя и имеются указания на значительные масштабы их влияния. Несомненно, крайней является идея А.Е. Ходькова (1967) о значительной роли гидрогеологических процессов в восточной части Ангаро-Ленского прогиба, приведших к вымыванию верхних солей и дегалитизации всего разреза нижнего кембрия с соответствующим относительным опусканием исходной поверхности выравнивания. Конкретные указания на карстовые процессы имеются в работах Г.П. Вологодского, который отметил карстовое происхождение ряда кайнозойских депрессий, к числу которых он причислял Хара-Нурскую и Еленинскую впадины.

Как отмечалось выше, формации нижнего кембрия Западного Прибайкалья образуют фациальные ряды, которые в общем виде построены так (в направлении от внутренних регионов к востоку): каменная соль — сульфатные породы — сульфатно-карбонатные породы — карбонатные породы. В соответствии с этим зональное распределение имеет и карст. На карбонатном субстрате развиты узкие линейные карстовые формы. Ближе к сульфатной зоне находятся поля, заполненные кайнозойскими осадками. На территории, где на некоторой глубине развита соленосная формация, мощное развитие по-

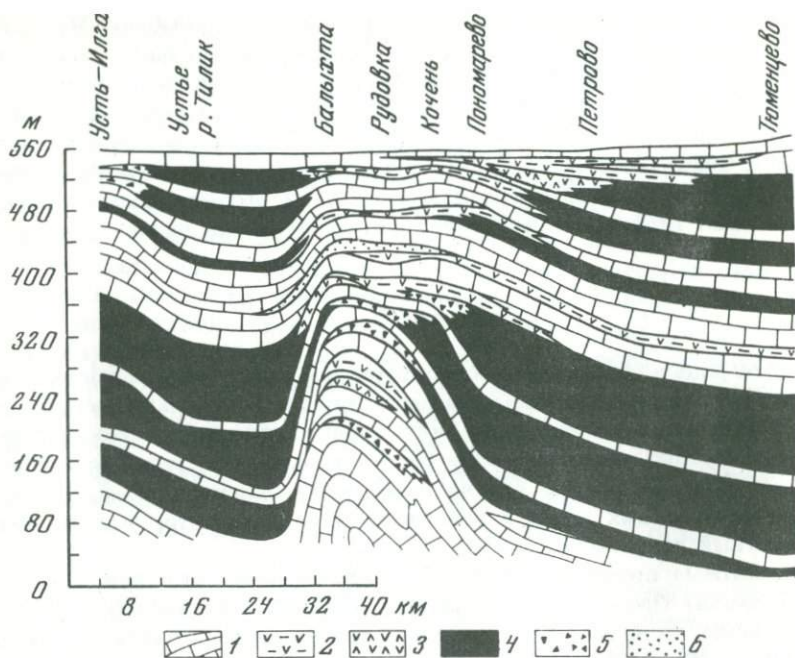


Рис. 23. Геологический разрез через Жигаловский вал (по материалам Г.М. Другова)

1 - доломиты, известняки; 2 - ангидрито-доломиты; 3 - гипсы, ангидриты; 4 - каменная соль; 5 - брекчи; 6 - песчаники и гравелиты

лучил линейно-площадной карст. Различается карст и по глубине залегания легко растворимых пород. На обнаженном карбонатном субстрате развивался приповерхностный карст, формировавший седиментационные бассейны типа Корсаковского, линейные борозды и глубокие карстовые воронки. На древних валах, в ядрах которых обнажались породы соленосной формации, имел место глубинный карст. Так, на Жигаловском валу до глубины 500–600 м вымыты каменные соли и сульфатные породы. На их месте присутствуют брекчи, имеющие несравненно меньшую мощность, чем галогенные пласты на крыльях (рис. 23). Вследствие этого исходная поверхность в пределах вала значительно просела, образовав глубокую депрессию рельефа. Судя по имеющимся литолого-фациальным картам, ширина зон выщелачивания соленосной формации у ядра вала значительна. В приповерхностных условиях она достигает 25 км, а с глубиной сужается до 15 км.

Карстовые процессы существенно влияли и на развитие некоторых синклинальных структур. В тех случаях, когда синклинали заложены на контакте терригенных и карбонатных пород кембрия, их карбонатные борты в какой-то мере подверглись прокарстовке и осели, увели-

чивая тем самым опускание впадин. Подобное явление имеет место, в частности, в Тулонской впадине, по ее юго-восточному борту и по оси, а также в юго-восточном борту Кырминской впадины.

Весьма эффектен был процесс выноса галита и сульфатных пород на некоторых валах, в ядрах которых в эпоху пенепленизации была обнажена галогенная формация. В результате выщелачивания широкое развитие получили вторичные карбонатные породы, окремнение их горизонтов и, что главное при изучении интересующей нас проблемы, поверхность выравнивания на таких валах местами глубоко осела, образовав протяженные депрессии рельефа. Это уже площадной карст, обнаруживающий территориальную приуроченность к сульфатной и галитовой зонам соленосной формации. Вероятно, значительно осел, хотя и сохранил прямое выражение в рельефе, Уянский вал.

Представляется, что глубинному карсту обязано появление седиментационных бассейнов эконорского типа. Эти бассейны покоятся на породах верхоленской свиты, подстилаемых соленосной формацией. Верхоленская свита, имеющая в районе развития бассейнов этого типа мощность в первые сотни метров, интенсивно трещиновата, что хорошо видно в береговых обнажениях р. Лены. Трещины ориентированы в определенной закономерности и нередко концентрируются в отдельные зоны, тяготеющие к крыльям древних валов. Судя по имеющимся данным, в междуречье Лены и Чикана зона свободного водообмена охватывает всю верхоленскую свиту. Разгрузка подземных вод происходит, вероятно, по зонам повышенной трещиноватости. В соленосной формации, в ее верхней части, находящейся уже в зоне затрудненного водообмена, происходит вынос галита и сульфатов, благодаря чему блоки верхоленской свиты, ограниченные зонами повышенной трещиноватости, постепенно оседают, образуя седиментационные бассейны эконорского типа. Пространственная ориентировка этих бассейнов, имеющая местами причудливую форму, совпадает с господствующей ориентировкой систем трещин.

Несколько отличной представляется роль глубинного карста на Хандинском валу. Здесь, в результате глубинного выщелачивания пород соленосной формации создана обширная и глубокая Хандинская впадина, тяготеющая к оси вала. Однако в ее становлении существенную роль могла сыграть и соляная тектоника, обусловившая формирование осевого грабена. В этом случае роль глубинного карста могла быть менее существенной.

Линейные карстовые депрессии (поля) особенно широко развиты на Божеханском валу по правобережью р. Лены. В рельефе они представляют глубокие (до 200 м) депрессии со сравнительно плоскими днищами, и разделены линейными грядами с пологими склонами, сложенными карбонатными породами. Размеры их значительны: длина достигает 10–15 км, ширина по днищу – 300–2500 м, местами больше. Местоположение полей в древней структуре вполне закономерно. Они имеют северо-восточное простирание, а расстояния между ними соизмеримы.

Поля представляют самостоятельные седиментационные бассейны, отложения которых не изучены. Мы полагаем, что осадки в них будут в отдельных случаях довольно мощными и сходными со вскрытыми в Жуинском бассейне. В качестве примера приведем описание некоторых карстовых впадин.

Жуинский карстовый седиментационный бассейн располагается восточнее Корсаковской впадины и прослеживается вдоль речки Жуя до дер. Малче Тарели при ширине 2–2,5 км и "утыкается" в крутой правый борт долины р. Лены. Амплитуда опускания ложа бассейна, как и Корсаковской впадины, достигает 300 м в районе заимки Цикура. Гребень, разделяющий Корсаковскую впадину и карстовый бассейн, как и основание последнего, сложен карбонатными породами нижнего – среднего кембрия, имеет ширину до 1 км и морфологически выражен на отрезке до 10 км. По простирацию его очертания становятся расплывчатыми и в верховьях реки Жуя возможно слияние с Корсаковской впадиной. Низы разреза третичных отложений Жуинского карстового бассейна представлены глинисто-песчаными брекчиями, в обломочной части которых преобладают кремни, доломиты. Эту часть разреза С.Ф.Павлов датирует мел-палеогеновым возрастом. Выше с перерывом залегают глинистые отложения баяндайской свиты.

Помимо Жуинского карстового линейного седиментационного бассейна на смежной территории проявлены карстовые воронки, тяготеющие к крылу Божеханского вала. Их диаметр – от нескольких десятков до первых сотен метров, глубина – до 100–115 м. Наиболее характерна карстовая воронка, расположенная в 6,5 км к востоку от дер. Корсаково. Она имеет диаметр около 400 м и глубину до 115 м. Кроме того, электроразведочными работами устанавливаются узкие продольные зоны в карбонатном субстрате, представляющие, вероятно, карстовые борозды.

Поля наиболее широко развиты в верховьях р. Лены на отрезке от дер. Дудовка до села Бирюльки. Они заняты в настоящее время долинами рек Лево́й Бирюльки, Курунгуя, Хамоя, Кодогона.

Верхне-Курунгу́йский линейный карстовый бассейн начинается на расстоянии 12–15 км от устья р. Курунгу́й. В среднем и верхнем отрезках долины ее днище расширяется, что может свидетельствовать о приуроченности долины к полям. Ширина таких мест достигает 1 км, длина – нескольких километров.

Хамойский бассейн по морфологии несколько отличен от Средне-Курунгу́йского. Борта долины от верховьев до среднего течения сравнительно пологие, днище слабо заболочено, плоское и имеет ширину 0,5–0,6 км. Простира́ние долины 55° на северо-восток. Протяже́нность отрезка долины, отождествляемого с карстовыми бассейнами, составляет около 10 км. Мелкие боковые долины прямолинейны и, по-видимому, ориентированы по трещинам северо-западного направления. Низовья р. Хамой носят эрозионный характер.

Средне-Кодогонский карстовый седиментационный бассейн начинается в 5 км от устья р. Кодогон и протягивается в вершину

р. Рассоха, т.е. на расстояние 15 км. Днище долины р.Кодогон плоское, шириной около 0,5–0,6 км. Превышение водоразделов над днищами долины – около 200 м. В бассейне р.Рассоха предполагается продольный разлом. Развитие карстовых бассейнов ожидается в верховьях р.Кодогон по левой и правой вершинам ручья Негнедай.

Левобирюлькинский карстовый линейный седиментационный бассейн протягивается от дер.Болото вдоль р.Левой Бирюльки к ее верховьям на расстояние около 20 км. Он располагается на контакте карбонатного кембрия и верхоленской свиты и отчетливо вытянут в северо-восточном направлении. Долина р. Левой Бирюльки имеет резко асимметричную форму. Наиболее крутой – северо-западный борт, юго-восточный значительно положе. По-видимому, вдоль северо-западного борта имеется продольное разрывное нарушение.

Возможно, что к числу крупных впадин типа польев относится также бассейн, занятый долинами рек Панкуча и Лена выше устья ручья Негнедай. Длина этой депрессии составляет 30 км, Мелкие депрессии карстового типа могут существовать по всему периметру Самодурово-Вяткинского прогиба, т.е. на контакте терригенного и карбонатного кембрия.

Встречаются также и более узкие линейные карстовые депрессии, например, Запарская, и депрессии, протягивающиеся к северо-востоку от Петровской и Карлукской впадин.

Карстовые формы, распространенные в регионе, контролируются как складчатыми структурами, так и разрывами. Линейные карстовые седиментационные бассейны обнаруживают прямую связь с деформациями субстрата. Они ориентируются по простиранию складок и контролируют чаще всего центральные части небольших синклиналей, в значительной степени нарушенные зонами повышенной трещиноватости. Весьма вероятно развитие седиментационных бассейнов и по простиранию антиклиналей, осложненных продольными разрывными нарушениями. Во многих случаях видна отчетливая связь их с разрывными нарушениями, косо секущими складчатую структуру. Такие бассейны, имеющие субмеридиональное простирание, распространены в верховьях р. Лены. Здесь многие из линейных отрезков долин, заложенных в поле распространения карбонатных пород, имеют явно эрозионно-карстовое происхождение. При этом главную роль играют разломы и зоны повышенной трещиноватости, продольные и поперечные простиранию складчатых структур.

Каков же возраст карста в целом и карстовых седиментационных бассейнов в частности? Очевидно, не приходится говорить о домеловом карсте; стратиграфические уровни, на которых он мог быть развит, должны быть денудированы к эпохе выравнивания. В эпоху формирования коры выветривания карст мог развиваться, так как карбонатные породы были уже обнажены в ядрах валов, а топографическая поверхность находилась в зоне свободного водообмена. С началом роста кайнозойских складок (каменское время) развитие карста должно было усилиться, так как исходная поверхность на антиклиналях поднималась, а уровень грунтовых вод относительно понижался.

Имевшая место в кайнозой дифференциация валов и прогибов на антиклинали и синклинали также должна была привести к повышению трещиноватости карбонатных пород, и, следовательно, к интенсификации карста, а также заложению новых карстовых бассейнов. Развитие карста было цикличным, подчиненным тектонической периодичности. В целом, следует отметить, что в предгорном прогибе, как и на других территориях, подвергшихся в значительной степени процессам карста, развитие последнего шло по пути отмирания одних форм и возникновения других, превращение карста в некарст. Таким образом, в регионе мы имеем целую гамму карстовых форм, остановивших свое развитие на определенной стадии, вплоть до современного карста, продолжающего свое развитие. Об этом свидетельствуют пещеры (Аргароканская пещера на р. Малой Тарели), поноры, ниши, линейные отрезки долин мелких ручьев, столбчатые отдельности в обнажениях карбонатных пород и т.д.

### **ДЕФОРМАЦИИ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОЙ ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ И ИХ СООТНОШЕНИЕ С ДОКАЙНОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРОЙ**

Предбайкальский предгорный прогиб в значительной мере усложнен кайнозойской складчатостью осадочного чехла и эрозионно-денудационными, в том числе карстовыми, процессами. Это отчетливо выявляется при анализе карты деформаций исходной мел-палеогеновой поверхности выравнивания. На ней виден комплекс новейших морфоструктур, определенным образом сочетающихся одна с другой и с докайнозойской структурой осадочного чехла (рис. 24).

При построении карты деформаций мел-палеогеновой поверхности выравнивания Предбайкальского прогиба на положительных морфоструктурах взяты абсолютные отметки закартированных реликтов исходной поверхности; в отдельных случаях с ними отождествлена вершинная поверхность. В депрессиях взяты абсолютные отметки ложа кайнозойских впадин. В пределах депрессионных зон, лишенных третичных осадков, изогипсы проведены по их основанию с максимально возможным исключением эрозионно-денудационной составляющей.

На карте прежде всего видна подчиненность простираения частных новейших структурных форм древним складчатым структурам. Новейшие структуры образуют ряд положительных и отрицательных изгибов различной ширины и протяженности, имеющих прямое выражение в рельефе. В меньшей степени эти закономерности проявлены в северо-восточной части территории, прилегающей к Северо-Байкальскому нагорью и подвергшейся в средне-верхнечетвертичное время интенсивной водно-ледниковой эрозионной и аккумулятивной обработке.

Кайнозойские структуры наложены на древние в строго определенной закономерности.

Прямой тип соотношений древней и кайнозойской морфоструктуры проявлен на площади развития терригенных образований среднего-

верхнего кембрия на западе рассматриваемой территории и назван нами ахинским (рис. 25). В этом типе валы, сложенные палеозойскими пластами, хотя и в сглаженном виде, находят прямое выражение в рельефе. Подобным образом выражен Ахинский вал — положительная морфоструктура с амплитудой в 80–100 м. Сходно проявлены в рельефе Качутский и Верхне-Ленский валы. Контролирующие их морфоструктуры почти соизмеримы с ними по ширине и имеют амплитуду до 100–200 м.

Сопряженные с валами прогибы палеозойских пластов отражены в рельефе в виде депрессионных зон. К этим зонам приурочены большей частью кайнозойские депрессии типа Магданской, Анейской, Тугурской и Назимской, имеющие в целом северо-восточное простирание. Другую форму в плане имеет Эконорская впадина. Однако ее структурное положение несколько иное: она находится в пределах переходной территории между Верхне-Ленской и Жигалово-Тулуктурмурской подзонами складок. Ее очертания подчиняются системе долин, часть которых заполнена, по-видимому, четвертичными отложениями.

Следующий, второй, тип соотношений, названный нами божеханским, характеризуется тем, что в качестве положительной морфоструктуры выступает центральная антиклиналь, осложняющая древний вал, на крыльях которого расположены две боковые синклинальные зоны. В ядрах валов чаще всего выведены на поверхность карбонатные породы нижнего — среднего кембрия, а боковые синклинальные зоны располагаются на контакте с перекрывающими средне-верхнекембрийскими терригенными толщами.

Божеханский тип соотношений кайнозойской и древней структур наиболее ярко выражен на юге рассматриваемой территории и достаточно отчетливо прослеживается по простиранию одноименного вала. Центральная антиклинальная зона Божеханского вала простирается в северо-восточном направлении от бассейна р.Идыга в район дер.Манзурка и далее, к месту слияния реклевой и Правой Иликт, затем уходит в вершину р.Юхты первой, левого притока р.Лены. По простиранию шарнир этой положительной морфоструктуры ундулирует. На юго-востоке он занимает отметки 760 м, к району села Лат. Хутора он воздымается до отметок 1000 м, и далее к дер.Манзурка погружается до отметки 880 м. К северо-востоку происходит постепенное воздымание шарнира центральной антиклинальной зоны на правобережье р.Лены до 920 м. Наиболее высокое положение (1080 м) шарнир положительной морфоструктуры занимает в крайней северо-восточной части, где происходит ее замыкание.

Вдоль центральной антиклинальной зоны Божеханского вала мел-палеогеновая поверхность выравнивания образует отрицательные изгибы — боковые синклинальные зоны, шарнир которых также испытывает ундуляцию. Исходная поверхность северо-западной синклинальной зоны на юго-востоке, в районе р.Куда, занимает отметки 680 м, затем погружается в Хара-Нурской депрессии до отметок 580 м, в районе села Тотха воздымается до 820 м. Довольно резкое погруже-

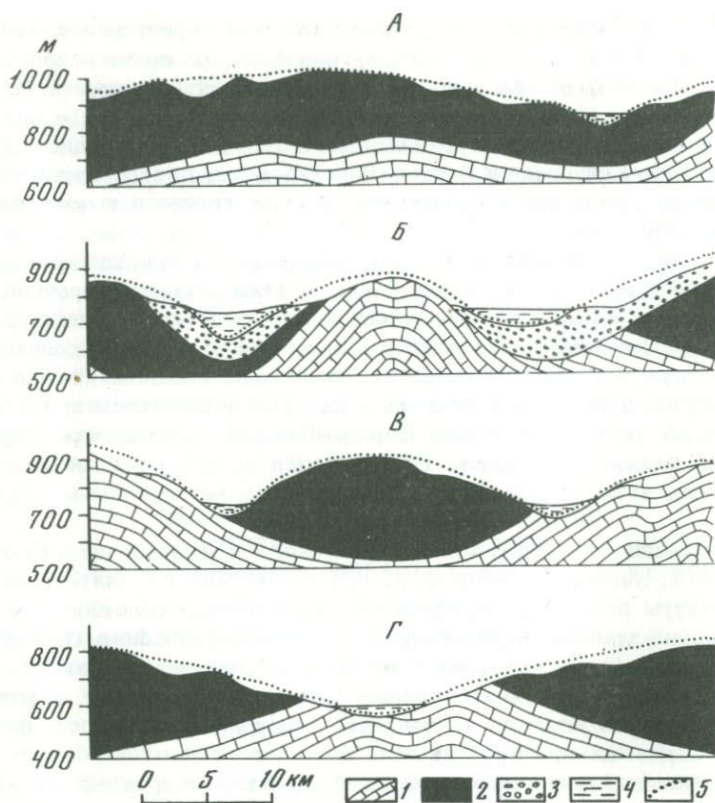


Рис. 25. Типы соотношений докайнозойских и кайнозойских структур в Предбайкальском предгорном прогибе

А - Ахинский вал, Б - Божеханский вал, В - Самодурово-Вяткинский вал, Г - Мурьинский прогиб: 1 - карбонатные породы нижнего-среднего кембрия; 2 - терригенные породы среднего-верхнего кембрия; 3 - терригенные породы юры; 4 - осадки кайнозоя; 5 - мел-палеогеновая поверхность выравнивания

ние шарнира северо-западной синклиналиной зоны намечается в Карлукской впадине в районе села Байши (до 500-520 м), а в районе села Ноготай - до 560 м. К ручью Аланчик происходит воздымание шарнира до 600 м с последующим погружением до 400 м в районе дер. Корсаково. Далее к северо-востоку, за счет причленения к Божеханскому валу с запада Чемборчанского вала синклиналиная зона входит в зону Юхтинского прогиба, сложенного карбонатными породами. Поэтому в зоне появляются карстовые линейные седиментационные бассейны. Еще далее к северо-востоку шарнир зоны воздымается, и она исчезает. Шарнир юго-восточной синклиналиной зоны Божеханского вала ведет себя подобным же образом. В бас-

сейне р. Куда его отметки составляют 600 м, затем к вершине р. Ишин-Гол происходит воздымание с последующим погружением до 600 м в Еленинской впадине. Новое погружение шарнира намечается в районе Петровской впадины (до 560 м). К району села Манзурка шарнир воздымается до 840 м и в районе Тарельской впадины погружается до 480 м. К Кодогонскому карстовому линейному седиментационному бассейну и далее на северо-восток, к верховьям р. Лены, происходит его постепенное воздымание до абс. отметок 1000 м.

По простиранию боковых синклиналиных зон на отдельных участках наибольшей ундуляции их шарниров сформирован ряд впадин, выполненных кайнозойскими осадками и закономерно лежащих на одном простирании. Основные впадины северо-западной синклиналиной зоны Божеханского вала — Хара-Нурская, Кырминская, Корсаковская и Средне-Курунгуйский, Хамойский и Негнедайский линейные карстовые седиментационные бассейны. Юго-восточная синклиналиная зона состоит из Еленинской, Петровской, Тарельской впадин и Средне-Кодогонского линейного седиментационного бассейна. Подобные морфоструктурные триады, состоящие из центральной антиклиналиной и боковых синклиналиных зон, сформированы вдоль простирания Мельзанского вала. Исходная поверхность на этом валу занимает отметки 760–920 м и снижается до 520 м к району бывш. села Подток.

Северо-западная синклиналиная зона представлена Усть-Орда-Хоготской впадиной, шарнир которой, ундулируя, занимает отметки 330–600 м. Юго-восточная синклиналиная зона состоит из Муринской, Тургеневской и Копыловской впадин с минимальными отметками днищ 500–600 м.

Триады отчетливо проявлены и на Чемборчанском валу, причленившимся с запада к Божеханскому валу. Контролируемая им положительная морфоструктура — центральная антиклиналиная зона — имеет абс. отметки 920–1000 м. Северо-западная отрицательная морфоструктура включает Залогскую и Тулонскую впадины с минимальными абсолютными отметками в 240–400 м. Юго-восточная синклиналиная зона состоит из ряда карстовых линейных седиментационных бассейнов, одновременно входящих в боковую синклиналиную зону Божеханского вала.

Морфоструктурная триада отчетливо видна на Уянском валу, где центральная антиклиналиная зона поднята до отметок 840–880 м, а боковые синклиналиные зоны, с входящими в них Тыркинской, Очаульской, Шонской и Бирилейской впадинами, опущены до отметок 400–440 м. В синклиналиных зонах, его обрамляющих, располагаются также Нюртуканская, Тонгодинская, Хайликанская и Уянская впадины.

Третий тип, названный Самодурово-Вяткинским, характеризуется тем, что крупные древние прогибы, выполненные терригенной кембрийско-ордовикской толщей, выражены в рельефе положительной морфоструктурой, обрамленной с обеих сторон депрессионными зонами. Таковыми положительными морфоструктурами про-

явлены Нуха-Нурский прогиб, в осевой части которого исходная поверхность поднята до отметок 920-1000 м, а депрессионные зоны опущены до отметок 330-360 м. Тургеневский прогиб имеет отметки вершинной поверхности до 840-920 м. В пределах Самодурово-Вяткинского прогиба максимальные отметки вершинной поверхности составляют 1000 м. В Тонгодинском, Колсахайско-Тонгодинском и Мечикском прогибах исходная поверхность поднята до отметок 1000-1080 м. Особенность морфоструктур этого типа - сравнительно небольшой перепад максимальных абсолютных отметок исходной поверхности, колеблющийся в пределах от 1000 до 1080 м. Немаловажное значение при этом определили терригенные толщи, обладающие, сравнительно с карбонатной, большей устойчивостью к денудации. Отдельные крепкие пласты песчаников, слабо дислоцированные и залегающие чаще всего горизонтально или полого моноклинально, создают "бронированные" положительные морфоструктуры.

Линейные депрессионные зоны, обрамляющие положительные морфоструктуры и контролируемые домеловыми прогибами, располагаются на контакте карбонатных и терригенных кембрийских пород. Зачастую, в свою очередь, они входят в состав триад, описанных выше.

Четвертый тип соотношений древних и кайнозойских структур, названный Муриньинским, характеризуется приуроченностью кайнозойских отрицательных морфоструктур к сводовым частям валов. В ядрах валов, как правило, выведены на поверхность карбонатные образования, а крылья сложены терригенными осадками. Тектонотипом подобных соотношений является Муриньинский вал. Депрессионная зона прослеживается по его оси от дер. Чининга, через село Муринья до села Карам. Наиболее низкое положение ее шарнир занимает на юге (до 600 м), далее он постепенно воздымается до 800-840 м и на широте села Карам снова погружается до 760 м. Смежные Верхнемуриньинский и Тонгодинский прогибы выражены положительными морфоструктурами с абс. отметками 920-1000 м. Таким образом, относительная глубина депрессионной зоны составляет 160-250 м.

Крупная отрицательная морфоструктура приурочена к оси Жигаловского вала, заходящего в пределы рассматриваемого региона своей северной частью. Ширина депрессионной зоны составляет около 8-10 км. Ее шарнир на юго-востоке занимает отметки 700-920 м. Однако русло р. Чикан врезано в днище депрессионной зоны до абс. отметок 600-660 м. Положительные морфоструктуры в пределах смежного с северо-запада Бурунгино-Береинского прогиба имеют абс. отметки до 1340 м, а в пределах примыкающего с юго-востока Мечикского прогиба - 1080 м. По простиранию Жигаловского вала отрицательная морфоструктура разворачивается на север, входя в пределы Криволушко-Хандинского вала, и контролируется Хандинской депрессией. Амплитуды депрессии относительно смежных положительных морфоструктур составляют 220-680 м. Если принять во внимание значительную мощность осадков Хандинской депрессии, то амплитуда соответственно увеличивается на эту величину.

Характер связи современных морфоструктур с древними структурами северной части рассматриваемого региона отличен от южной части. В целом исходная поверхность здесь залегает на более низких уровнях. Ее абсолютные отметки колеблются в пределах 440–680 м. Крайняя юго-восточная часть территории подверглась водно-ледниковой обработке. В современной морфоструктуре отчетливо отражен предгорный прогиб, а морфоструктуры второго порядка в значительной мере затушеваны. Поэтому древние складчатые структуры не нашли своего отражения в созданных к настоящему времени морфоструктурах. Тем не менее общая ориентировка складчатых форм подчеркивается преобладающим направлением изолиний вершинной поверхности. Отдельные, распространенные здесь седиментационные бассейны также ориентированы вдоль простирания складчатых структур.

В целом следует отметить, что Предбайкальский предгорный прогиб осложнен положительными и отрицательными морфоструктурами более высокого порядка, определенным образом наложенными на древнюю складчатую структуру. Подавляющая часть седиментационных бассейнов приурочена к отрицательным морфоструктурам значительной протяженности, но различной амплитуды. Седиментационные бассейны лежат в этих крупных депрессионных зонах и фиксируют наиболее погруженные участки исходной мел-палеогеновой поверхности выравнивания. Лишь отдельные седиментационные бассейны приурочены к положительным морфоструктурам.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

После завершения каледонского цикла тектогенеза Сибирская платформа и Саяно-Байкальский складчатый пояс испытали общее поднятие, охватившее огромную территорию. Однако на фоне этого поднятия в целом ряде мест развивались и крупные прогибы. На Сибирской платформе этот процесс захватил ее окраинные части, пограничные с оргенами Байкальской горной области и Восточного Саяна. Наиболее широко прогибание происходило в позднем палеозое и мезозое. Эта тенденция сохранилась и в кайнозое, но особенно ярко она проявилась на Прибайкальской окраине Сибирской платформы, где в позднем палеозое и в мезозое предгорные прогибы не получили, как отмечалось выше, широкого развития.

В общем поднятии Восточной Сибири Предбайкальский предгорный прогиб представлял область отставания; его становление началось в конце позднего мела. Одновременно с ним стали развиваться Байкальский свод и Верхне-Ленское поднятие. Мезозойский этап завершился эпохой длительной стабилизации континента, когда происходила пенепленизация и глубокое химическое выветривание. Структура кайнозойского этапа наследовала структуры мезозоя.

Предбайкальский предгорный прогиб в целом был сформирован, как отмечалось выше, в течение кайнозойского цикла (см. табл.), который распадался на два цикла второго порядка: раннекайнозойский и позднекайнозойский (необайкальский). Рубеж между ними, приходящийся на часть среднего плиоцена, ознаменовался относительной стабилизацией прогиба, благодаря чему сформирована железисто-гидрослюдисто-монтмориллонитовая красноземная кора выветривания. Вслед за этой эпохой последовало общее поднятие региона, приведшее к расчленению поверхности прогиба глубокими предманзурскими долинами.

Раннекайнозойский цикл развития прогиба протекал относительно спокойно. Его опускание было устойчивым и лишь дважды прерывалось остановками в раннем эоцене и среднем олигоцене. В течение первой остановки была сформирована латеритная (?) (гибсит-гётит-каолининовая пестроцветная) кора выветривания, кроющая осадки тулонской серии (дат-нижний эоцен). В течение второй была сформирована каолинит-монтмориллонитовая зеленоцветная кора выветривания, а затем местами произошел некоторый размыв осадков эоцен-нижнеолигоценовой каменной свиты.

Таблица

Геологические формации мезозоя и кайнозоя и основные этапы тектонического развития Предбайкальского прогиба.  
Составили О.М. Адаменко, С.М. Замаев (1973) по материалам Иркутского геологического управления и Института земной коры

Система	Отдел	Подотдел	Индекс	Стратиграфическое подразделение (серия, свита, толща и их состав, терраса)	Кора выветривания	Формация	Поверхность выравнивания	Климат	Тектонический режим	Фаза роста складок в осадочном чехле	Циклы тектонического развития				
											1 порядок	2 порядок	3 порядок		
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	верхний		Q <sub>4</sub>	Аллювий четырех надпойменных и двух пойменных террас; озерные, болотные, эоловые, делювиальные отложения, до 10–20 м	Физическое выветривание	Терригенно-экстра-полимиктовая грубо-обломочная плейстоценовых эрозионно-аккумулятивных циклов	Плейстоценовые педименты, глясисы и террасы, разделенные врезами в 40, 30, 15, 10 и 5 м	Близкий к современному с периодическими колебаниями похолоданий и потеплений	Общее прерывистое поднятие	Рост складок	КАЙНОЗОЙСКИЙ	Позднекайнозойский (необайкальский)	Качутский		
			Q <sub>3</sub>												
			Q <sub>2</sub>											ПЕРЕРЫВ	
	нижний		Q <sub>1</sub>	ГАРЫНЬСКАЯ ТОЛЩА 2–70 м	Железисто-гидрослюдисто-монтмориллонитовая красноватая	Терригенно-полимиктовая грубо-обломочная охристая	Позднеплиоценовая (манзурская)	Полуаридный умеренно теплый с редкими фазами увлажнения	Стабильный	Затухание роста складок					
плиоцен	верхний	N <sub>3</sub> <sup>2</sup>	МАНЗУРСКАЯ И АНГИНСКАЯ СВИТЫ (полимиктовые пески, галечники, глины) 70–150 м												
		N <sub>2</sub> <sup>2</sup>	ОХРИСТАЯ СВИТА (галечники, пески, каолинистые глины с большой примесью монтмориллонита) 20–45 м												
нижний		N <sub>1</sub> <sup>2</sup>	ПЕРЕРЫВ												
		N <sub>1</sub> <sup>1</sup>	БАЙШИНСКАЯ СВИТА (монтмориллонитовые глины, зеленовато-желтовато-серые, темно-серые, пески) 30–70 м												
НЕОГЕНОВАЯ	миоцен	верхний	N <sub>3</sub> <sup>1</sup>	БАЯНДАЙСКАЯ СВИТА (монтмориллонит-гидрослюдистые карбонатные глины) 70–100 м	Каолинит-монтмориллонитовая зеленоцветная	Карбонатно-монтмориллонитовая зеленоцветная	Неогеновая	Семиаридный переменновлажный	Общее опускание	Рост складок		КАЙНОЗОЙСКИЙ	Раннекайнозойский	Карлукский	
			средний												N <sub>2</sub> <sup>1</sup>
			нижний												N <sub>1</sub> <sup>1</sup>
	олигоцен	верхний	P <sub>3</sub> <sup>3</sup>	БУЛУСИНСКАЯ СВИТА (каолинит-монтмориллонитовые глины, пески, бурые угли) 40–200 м	Латеритная? (гибсит-гётит-каолинистая) пестроцветная	Терригенно-мезомиктовая угленосная сероцветная	Расчленение рельефа до 150–200 м	Умеренно-теплый и влажный (гумидный)	Слабое поднятие	Затухание роста складок					
			средний								P <sub>3</sub> <sup>2</sup>				
			нижний								P <sub>3</sub> <sup>1</sup>				
эоцен	верхний	P <sub>2</sub> <sup>3</sup>	КАМЕНСКАЯ СВИТА (пески олигомиктовые, каолинистые глины) 10–200 м	Латеритная? (гибсит-гётит-каолинистая) пестроцветная	Кварц-каолинистая угленосная, бокситоносная, пестроцветная	Нижний уровень	Близкий к субтропическому, переменновлажный	Стабильный	Затухание роста складок, денудация антиклиналей						
		средний								P <sub>2</sub> <sup>2</sup>					
		нижний								P <sub>2</sub> <sup>1</sup>					
палеоцен	верхний	P <sub>1</sub> <sup>2</sup>	ХАРАНУРСКАЯ СВИТА (глины монтмориллонитово-гидрослюдисто-каолинистые) 10–50 м	Каолинистая	Кварц-каолинистая угленосная сероцветная	Средний уровень	Близкий к субтропическому, переменновлажный	Стабильный	Затухание роста складок, денудация антиклиналей						
		нижний								P <sub>1</sub> <sup>1</sup>					
		верхний								P <sub>1</sub> <sup>1</sup>					
МЕЛОВАЯ	верхний		K <sub>2</sub>	ПЕРЕРЫВ	Каолинистая	Кварц-каолинистая пестроцветная	Расчленение рельефа до 50 м	Опускание	Начало роста синклиналей и антиклиналей						
			нижний							K <sub>1</sub>					
ЮРСКАЯ	верхний		I <sub>3</sub>	ПЕРЕРЫВ	Каолинистая	Молассовая полимиктовая угленосная сероцветная	Верхний уровень	?	Стабильный	Денудация валов	МЕЗОЗОЙСКИЙ	Позднемезозойский			
			средний											I <sub>2</sub>	ЧЕРЕМХОВСКАЯ СВИТА И ГАРБИТКАНСКАЯ ТОЛЩА (песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли) 20–500 м
			нижний											I <sub>1</sub>	
ТРИАСОВАЯ	верхний		T <sub>3</sub>	ПЕРЕРЫВ	Каолинистая		Раннемезозойская	Умеренно-теплый переменновлажный	Стабильный	Затухание роста валов и прогибов, денудация		МЕЗОЗОЙСКИЙ	Раннемезозойский		
			средний												T <sub>2</sub>
			нижний												T <sub>1</sub>

Благодаря этапам относительно стабильного состояния раннекайнозойский цикл второго порядка распадался на циклы третьего порядка, которые могут быть названы соответственно наименованию стратиграфических комплексов тулонским, каменским и карлукским. Как известно, кайнозойские впадины закладывались в предгорном прогибе не одновременно. Оказывается, их заложение совпадает с началом того или иного цикла. Так, в начале тулонского цикла возникли Хара-Нурская, Тулонская и другие впадины. В каменском цикле начали развиваться Еленинская и Кырминская, с карлукского цикла — Булусинская, Усть-Орда-Хоготская, Гургеневская, Карлукская, Ангинская, Залогская и другие впадины. Заложенные в первом цикле впадины развивались унаследованно, с некоторыми перерывами, в течение последующих циклов, а заложенные во втором цикле — развивались и в третьем.

Рубеж между ранне- и позднекайнозойскими циклами был наиболее знаменательным не только в развитии предгорного прогиба, но, как известно, и для Байкальской горной области. Именно в это время, после некоторой стабилизации, прогиб был вовлечен в поднятие. Резкий скачок в динамике развития структуры привел к смене характера седиментации и корообразования. В течение раннекайнозойского цикла господствовала озерная седиментация, происходившая в более или менее замкнутых водоемах. В течение необайкальского цикла на смену озерной седиментации пришла речная, лишь местами сочетавшаяся с озерной. В это время химическая и гранулярная дезинтеграция пород сменилась глыбовой.

Необайкальский цикл распадается на два цикла второго порядка: манзурский и качутский. Они разделяются этапом относительной стабилизации, завершившим манзурский цикл в конце раннечетвертичной эпохи. Манзурский цикл был сложным: в начале его происходили, как отмечалось выше, восходящие движения, затем нисходящие, предопределявшие заполнение праманзурских долин аллювием, а в конце наступила относительная стабилизация. Качутский цикл второго порядка характеризуется прерывисто-восходящими движениями, что видно по активной эрозионной деятельности современной речной сети, сформировавшей до 3—5 террасовых ступеней.

В настоящее время стало вполне очевидным, что формирование кайнозойской структуры Прибайкальской окраины Сибирской платформы происходило под влиянием нескольких тектонических факторов, различающихся по масштабам и их геологическим последствиям. Прежде всего — это общие колебательные движения. Они предопределялись глубинными факторами и обуславливали одновременно то нисходящее, то восходящее движение всей плиты Сибирской платформы, Предбайкальского прогиба и Байкальского свода, в частности. Ими же было обусловлено, на наш взгляд, поднятие Предбайкальского прогиба, имевшее место в начале необайкальского цикла, и современные восходящие движения Восточной Сибири. На фоне общих колебательных движений, одновременно с ними, проявлялись частые вертикальные движения литосферы. Последние охватывали менее об-

ширные территории, чем общие колебания. Частными колебаниями и было вызвано развитие Предбайкальского предгорного прогиба, а также Байкальского свода и Верхне-Ленского поднятия. В первом они, имея устойчивый характер, были нисходящими, а на внутриплатформенном поднятии и Байкальском своде — восходящими.

Сочетание общих и частных колебательных движений предопределило характер развития предгорного прогиба. Он может рассматриваться как зона отставания в общем поднятии. Если допустить, что исходная мел-палеогеновая поверхность выравнивания находилась относительно уровня моря на абсолютных отметках 300–500 м, то можно констатировать, что к настоящему времени даже по оси прогиба она заметно поднялась выше, не говоря о бортах прогиба. Прогиб же не был опущен ниже уровня моря и даже ниже регионального базиса эрозии, поэтому здесь не получила развитие площадная седиментация.

Сочетание общих колебательных и частных движений литосферы происходит следующим образом. В целом в кайнозое на Прибайкальской окраине Сибирской платформы постоянно противодействовали общие восходящие и частные нисходящие движения. Когда скорость опускания прогиба преобладала над скоростью общего поднятия, он опускался относительно смежных структур — Байкальского свода и Верхне-Ленского поднятия. Если же скорости становились соизмеримыми, прогиб находился в стабильном состоянии, что имело место в истории его развития четыре раза (ранний эоцен, средний олигоцен, средний плиоцен, раннечетвертичная эпоха). А когда скорость общего поднятия становилась больше, то общее относительное поднятие испытывал и предгорный прогиб, что наиболее ярко проявилось в среднем плиоцене. Нарастание скорости движений в необайкальском цикле по сравнению с раннекайнозойским следует связывать, вероятно, с эволюцией характера общих колебаний.

Движения литосферы Предбайкальского предгорного прогиба усложнили складчатость палеозойского осадочного чехла, местоположение и стиль развития третичных седиментационных бассейнов, развитие карста, а также процессов корообразования, денудации и эрозии.

Становление складчатых структур — синклиналей (впадин) и сопряженных с ними антиклиналей — стало одним из наиболее существенных факторов деформации мел-палеогеновой поверхности выравнивания. Эти деформации, имевшие прямое выражение в рельефе, не затрагивали фундамент платформы, так как формировались под влиянием тангенциальных напряжений путем срыва палеозойского осадочного чехла с основания по пластическим толщам. Рост складок то усиливался, то ослаблялся в зависимости от характера общих движений прогиба. Так, во время этапов стабилизации он замедлялся или прекращался, а во время опускания усиливался. В течение кайнозоя было пять фаз усиления роста складок, т.е. в каждом цикле третьего порядка: гулонском, каменском, карлукском, манзурском, качугском. Многие синклинали и антиклинали, заложенные в третичное время, продолжают рост и в настоящее время.

Как известно, длительность развития карста предопределяется наряду с другими факторами, гипсометрическим положением карстуемой поверхности и уровнем грунтовых вод, по достижению которого завершается эволюционный цикл развития карста. Гипсометрическое положение исходной поверхности в предгорном прогибе не оставалось постоянным, что изменяло и глубину зоны свободного водообмена. Глубже от земной поверхности она должна была находиться в целом на бортах прогиба. Но на положительных морфоструктурах (антиклиналях) она залегала относительно осей этих структур глубже, чем в синклиналиных прогибах. Последнее способствовало тому, что антиклинальные структуры в тех случаях, когда они сложены карбонатными и соленосными отложениями, были подвержены карстовым процессам. Интенсивность карстовых процессов усиливалась одновременно с усилением роста складок. Можно выделять, исходя из этих соображений, несколько циклов развития карста. Вероятно, каждому тектоническому циклу третьего порядка соответствует и цикл карстовых процессов. Однако вряд ли эти циклы были завершенными. Возможно, следует говорить об одном большом — кайнозойском — цикле эволюции карста, разделяя его на более мелкие стадии, которые условно можно назвать циклами второго порядка.

# ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ТРЕТИЧНЫХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ И ЗАЛЕЖЕЙ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД

Кайнозойские седиментационные бассейны занимают в Предбайкальском предгорном прогибе вполне определенное положение. Большая часть из них представлена бассейнами тулонского и нюрютканского типов и тяготеет к оси прогиба. Их местоположение не зависит от современного гипсометрического положения шарнира предгорного прогиба. Они в одинаковой мере развиты и в его западной центриклинали и ближе к ядру. В самом ядре прогиба и в его северной центриклинали впадины отсутствуют. Бассейны эконорского и хандинского типов приурочены к западному борту предгорного прогиба, имея здесь локальное распространение.

Такое местоположение впадин в предгорном прогибе свидетельствует о том, что прогиб в целом не представлял единого седиментационного бассейна. Местоположение местных базисов эрозии — седиментационных бассейнов — предопределялось здесь не только общей структурой прогиба, но и локальными деформациями осадочного чехла: складками и разрывами. Последние не имеют, как известно, корней в фундаменте платформы. Седиментация в этих локальных бассейнах имела место лишь там, где они опускались ниже местного базиса эрозии, что достигалось прогибанием локальных участков. Отсутствие сколько-нибудь мощных третичных осадков в северной центриклинали предгорного прогиба следует рассматривать, очевидно, как следствие неполного развития локальных прогибов, которые могли бы выступать в роли местных базисов эрозии. Однако вправе ожидать, что третичные отложения могли образовывать здесь более или менее обширные поля, вписывающиеся в общую структуру прогиба. Однако из-за небольшой амплитуды прогиба в его северной центриклинали мощность третичных отложений была здесь значительной.

Помимо приуроченности третичных седиментационных бассейнов к оси предгорного прогиба, есть и другие факторы, предопределявшие их местоположение. Как уже подчеркивалось, складки осадочного чехла восточной части внутреннего поля амфитеатра были складками без корней, структурами общего смятия, созданными тангенциальными напряжениями. Вали и прогибы здесь выражены только в солевых и надсолевых отложениях и охватывают практически весь палеозойский осадочный чехол за исключением ушаковской и мотской свит, которые в складки этого типа не собраны. В поле развития

трехчленного комплекса в складки смяты и мотско-ушаковские отложения, и трехчленный комплекс. Валы в пределах развития соленосной формации, включая ее сульфатную зону, а также на участках мощного развития качергатской свиты, содержат ядра нагнетания, состав которых при движении с северо-запада на юго-восток меняется. В начале — это соляные, затем сульфатные и сульфатно-карбонатные, а ближе к краю осадочного чехла — сланцевые ядра.

Третичные синклинали и антиклинали имеют менее глубокое заложение; в низах ленского — в верхах алданского ярусов они не выражены. Вполне однозначно устанавливается, что местоположение этих структур в условиях продольного смятия осадочного чехла в значительной мере предопределено вещественным составом палеозойских отложений как по стратиграфической вертикали, так и по площади.

При сравнении границ зоны кайнозойских прогибов с литологическими картами различных свит нижнего кембрия выясняется, что вся эта зона оказывается расположенной на участках развития карбонатных и сульфатно-карбонатных отложений усольской и бельской свит; при этом она захватывает не всю карбонатную зону, а только ее западную часть. Сульфатно-карбонатная зона бельской и усольской свит проходит по оси зоны развития третичных прогибов. В то же время кайнозойские прогибы полосой в 10–12 км захватывают и восточную часть галитовой зоны соленосной формации. К сульфатной зоне галогенной формации на уровне усольской и бельской свит приурочивается большое количество третичных прогибов, и здесь они более полно развиты.

Таким образом, выясняется, что положение зоны третичных прогибов зависит от строения предгорного прогиба и от литологических особенностей палеозойского субстрата, по пластичным горизонтам которого происходило скольжение пластов ленского яруса и кроющих их отложений верхнего кембрия и ордовика, имевшее место при деформации осадочного чехла в кайнозое.

Литолого-фациальная зональность ангарской и литвинцевской свит близка к зональности в бельской свите, но в них сульфатная зона несколько смещена к западу, и прогибы развиты преимущественно в карбонатной зоне. Отсюда следует, что вещественный состав этих отложений меньше влиял на особенности кайнозойских деформаций, хотя в ряде случаев скольжение могло происходить и по пластичным горизонтам этих свит.

Выклинивание зоны третичных отложений к югу от пос. Усть-Орда вполне объяснимо тем, что здесь валы и прогибы, пересекая литолого-фациальные границы усольской свиты, уходят в ее карбонатную зону, для которой не характерно широкое развитие морфологически выраженных синклиналей. Замыкание зоны третичных прогибов на северо-востоке объясняется тем, что, в районе Казачинска и севернее, границы галитовых зон усольской и бельской свит значительно приближаются к краю платформы, а так как галитовая зона является, ввиду ее высокой пластичности, в общем "запретной" для

третичных синклиналей, то и сжатие осадочного чехла в кайнозойе реализовалось здесь не усложнением ранее созданных валов и прогибов дополнительными синклиналями и антиклиналями, а снятием напряжений за счет дальнейшего роста соляных и сульфатных ядер в валах и компенсационных оседаний, сопряженных с ними прогибов. Складки Качугской и Казачинской зон по кинематическому признаку несколько отличаются от складок Жигаловской группы, но кинематика складчатости в деталях нами здесь не рассматривается.

Имеющиеся данные заставляют предполагать, что становление кайнозойских синклиналей в различных частях зоны их развития было относительно асинхронным как в дистальном, так и в латеральном направлениях. Прежде всего следует отметить, что седиментационные бассейны, имеющие в своем основании наиболее древние кайнозойские осадки (муромцевская, харанурская и каменная свиты мел-палеогенового и палеогенового возраста), тяготеют к структурной линии, образованной Хара-Нурской, Еленинской, Кырминской, Корсаковской и Тулонской впадинами. Затем эта структурная линия смещается к северо-западу и в нее входят Бирилейская, Тыркинская, Джигдаканская, Шевыканская и Шона-Бирилейская впадины. К этой же структурной зоне может быть отнесена Тулуктумурская и Балдахинская впадины. Отмеченные структурные зоны приурочены к контакту площадного развития карбонатных пород нижнего - среднего кембрия и терригенных образований среднего - верхнего кембрия. К востоку от намеченной структурной линии происходит постепенное омоложение базальных слоев кайнозоя. Например, Усть-Орда-Хоготская впадина сложена в основании уже булусинской свитой.

Условия залегания бокситов наиболее изучены в Тулонской впадине<sup>1</sup>, ставшей в последние годы главным объектом поисковых работ на бокситы. Здесь выявлено три рудопроявления. Наиболее детальными поисково-разведочными работами охвачен участок Колсахай, расположенный на северо-восточном замыкании впадины. Рудная залежь участка расположена на плече, поднятом на 350-400 м выше днища впадины, и залегает на отметках 680-760 м. Ложем кайнозойских образований здесь являются терригенные образования нижней подсвиты верхоленской свиты, выполняющие синклиналь, которая осложняет Божеханский вал. В разрезе Колсахайский участок представляет три субширотных желоба, глубиной 60-100 м, открытых в сторону Тулонской впадины. Рудная залежь приурочена к южному и центральному желобам, расположена в основании каменной свиты и подстилается глинистыми и песчано-глинистыми отложениями мощностью 10-20 м. Пласты бокситов, сменяющиеся в вертикальном и горизонтальном направлениях аллитами, имеют мощность от 1 до 15 м и залегают на глубине до 60 м, повторяя изгибы палеозойского основания. К западу градиенты погружения фундамента впадины резко увеличиваются, за счет чего образован довольно крутой уступ.

<sup>1</sup> Характеристика рудопоявлений приведена по материалам Иркутского геологического управления (Рыбаков и др., 1971).

Рудное тело сложено рыхлыми, каменисто-рыхлыми, каменистыми (каменисто-бобовыми и обломочно-бобовыми) и глинистыми бокситами красного и коричневого цвета с содержанием глинозема 35-53%, кремнезема 3,6-29%, окислов железа 9-20%. Кремневый модуль от 2,1 до 13, средний - 3,82.

На Колсахайском участке, в погруженной части Тулонской впадины, в основании каменной свиты залегает пластовое тело аллитов и бокситов мощностью 1-4 м. Пласт повторяет изгибы ложа впадины и залегает на глубине 120-380 м. Густобобовые высококремнистые и железистые бокситы и аллиты содержат глинозема 30-45%, кремнезема 13-28%, их кремневый модуль - 1,59-2,54.

Третье рудопоявление располагается на западном борту Тулонской впадины и представлено пластом аллитов и гиббсит-каолинитовых глин мощностью 1-12 м, погружающимся на юго-восток до абсолютных отметок более 600-640 м. Кремневый модуль составляет около 1. В отдельных участках слой несколько обогащается и кремневый модуль достигает 2-2,5.

В пределах Корсаковского участка известны два рудопоявления. Одно из них расположено на западном борту Жуинской впадины и представлено пластовым телом сиаллит-аллитов мощностью до 13 м и протяженностью около 1,5 км, залегающим в основании каменной свиты на песчано-глинистых породах. Пласт занимает небольшую западину, которая к северо-востоку исчезает, и пласт погружается моноклинално. Глубина залегания его подошвы 20-30 м. Рудоносный пласт содержит глинозема 31-40%, кремнезема 21,5-40%. Кремневый модуль составляет 0,8-1,84 и наивысших значений достигает в центральной части пласта.

В районе Корсаковской впадины, на восточном борту Жуинского седиментационного бассейна имеется другое рудопоявление. Оно приурочено к карстовой воронке глубиной до 110 м и диаметром до 300 м. Воронка выполнена песчано-глинистыми образованиями с обломками и щебнем карбонатных пород и кремней. Возраст этих отложений датируется условно дат-палеоценом. Центральную часть воронки занимают образования каменной свиты, в основании которой залегают кремнистые брекчиевидные бокситы и аллиты мощностью до 11 м. Наиболее обогащенные руды имеют мощность до 5,6 м, содержание глинозема - 42-47%, кремнезема - 19-28%, кремневый модуль 1,4-2,4. Это проявление относится к глубинно-карстовому типу. Оно фиксировано магнитной аномалией.

Бирилейское рудопоявление располагается на западном борту Шонской впадины у устья р.Бирилей, где скважинами вскрыты пластовые тела аллитов мощностью 1-10 м. Они присутствуют в основании каменной свиты, но занимают различное положение внутри ее. Из разрезов видно, что высокоглиноземные породы залегают или почти на структурном элювии верхоленской свиты, или отделены от него слоями мощностью до 40-50 м. Возможно, что здесь мы имеем дело не с одним, а с несколькими пластами.

Второе рудопроявление расположено в водораздельной части на стрелке рек Шоны и Хаманки. Маломощная линза белого гидраргиллита залегает на глубине до 3 м в небольшой западине в поле развития карбонатных пород нижнего кембрия. Содержание глинозема - 56,5%, кремнезема - 6,8%.

Тыркинское рудопроявление находится на правом берегу р. Унчугун. Здесь колонковым бурением выявлено линзовидное тело аллитов. Оно имеет мощность до 15 м, ширину - до 200 м и полого спускается внутрь впадины. Аллиты залегают в низах каменной свиты и отделены от палеозойского основания глинисто-песчанистыми и песчано-обломочными отложениями мощностью до 40-50 м или залегают непосредственно на литомарже. Мощность структурного элювия достигает 15-18 м. Коренные породы ложа западного борта впадины представлены песчано-мергелистыми породами верхоненской свиты.

Наиболее важные из числа выявленных залежей связаны с корой выветривания, продукты которой в незначительной степени транспортированы и переотложены. К ним относится Колсахайское месторождение. Такой тип залежей, по нашему мнению, наиболее перспективен для дальнейших поисков. Для его формирования благоприятным является глинозем в субстрате, подвергнувшемся процессам выветривания, зоны интенсивного водообмена, способствующего выносу кремнезема, а следовательно, и обогащению коры выветривания глиноземом. Наконец, важное условие - существование мульды, в которую направленно сносился и переотлагался обогащенный материал. Представляется, что такие залежи должны иметь локальное распространение, однако могут заключать образования с высоким кремневым модулем.

Другие осадочные месторождения и рудопроявления высокоглиноземистых пород имеют площадной характер. Их отличительная особенность - залегание в основании каменной свиты, но на различных уровнях. Залежи такого типа скорее всего не имели при своем формировании направленного сноса обогащенной глиноземом коры выветривания. В результате при ее транспортировке и переотложении в значительной мере происходило разубоживание. Такой тип залежей имеет, по нашему мнению, наибольшее площадное распространение, однако месторождений высококачественных бокситов здесь вряд ли можно ожидать. Примером таких залежей могут быть пластовые тела аллитов на северо-западном борту Тулонской впадины, рудные залежи в Жуинской, Бирилейской и Тыркинской впадинах.

Наконец, третий тип залежей связан с карстовыми воронками и карстовыми западинами. Примером его может служить проявление бокситов в карстовой воронке на восточном борту Жуинской впадины. Такие проявления могут иметь хорошее качество бокситов, но ввиду ограниченного распространения и сравнительно малой мощности вряд ли заслуживают целенаправленных поисков. Наибольший интерес могут представлять лишь крупные карстовые седиментационные бассейны.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кайнозойский Предбайкальский предгорный прогиб, будучи расположенным на краю Сибирской платформы, является компенсационным по отношению к Байкальскому сводовому поднятию, с которым он граничит на большом протяжении по крутым флексурам. Он венчает собой Прибайкальскую краевую систему Сибирской платформы, издавна отделявшую Байкальскую складчатую область от плиты Сибирской платформы.

Сопряженно с предгорным прогибом развивалось и Верхне-Ленское поднятие, отделявшее его от плиты Сибирской платформы. Плита в это время испытывала более замедленное, чем Верхне-Ленское поднятие, воздымание, и на ней было сформировано плоскогорье. Таким образом, здесь образовался довольно интересный латеральный ряд кинематически сопряженных кайнозойских структур: Ангаро-Ленское плоскогорье – Верхне-Ленское поднятие – Предбайкальский предгорный прогиб – Байкальское сводовое поднятие. Подобная кинематическая сопряженность кайнозойских структур характерна также для зон сочленения Сибирской платформы с Восточным Саяном и Западно-Сибирской плиты с ее южным горным обрамлением. Это наводит на мысль об универсальности глубинных процессов, формирующих предгорные прогибы и сопряженные с ними структуры. Можно предполагать, что отток глубинного материала из-под предгорных прогибов, благодаря чему земная кора здесь и оседает, происходит не только в сторону гор, но и в другом направлении – в сторону плит, отчего и формируются поднятия, подобные Верхне-Ленскому.

Известно, что Байкальский свод сопряжен с востока с Селенгино-Витимским прогибом, а последний – с Даурским сводом. Таким образом, выясняется, что Байкальский свод, несущий на себе рифтовые впадины с обеих сторон, т.е. с запада и востока обрамлен прогибами.

Представляется, что изучение всей этой триады – Байкальского свода, Предбайкальского предгорного и Селенгино-Витимского прогибов – даст возможность полнее понять строение Байкальской рифтовой зоны.

Развитие Предбайкальского прогиба было весьма сложным и в том отношении, что движения земной коры, формировавшие его, но-

сили ярко выраженный колебательный характер. Это сказалось на характере седиментации, формировании поверхностей выравнивания и кор выветривания, эволюции карста, приводило к перестройке гидросети.

Здесь уместно заметить, что колебательные движения Предбайкальского предгорного прогиба, Байкальского свода и Селенгино-Витимского прогибов были в общем синхронны. Это, наряду с другими факторами, может свидетельствовать об общности глубинных энергетических источников тектогенеза, формирующих эти структуры.

Нельзя исключать и возможности того, что первопричиной становления этих структур было коробление земной коры под воздействием тангенциального сдавливания, а перемещение глубинного материала стало лишь следствием этого процесса.

Предбайкальский предгорный прогиб относится к числу структур, в которых седиментация происходила лишь в локальных бассейнах, благодаря чему здесь не было образовано сплошного осадочного покрова. Это обусловлено тем, что прогиб развивался как зона отстаивания на фоне общего поднятия Восточной Сибири. Немаловажно, что при развитии прогиба интенсивно росли антиклинальные складки, выступавшие в виде горных гряд выше местных базисов эрозии.

Для Предбайкальского предгорного прогиба характерно то, что его поверхность деформировалась под влиянием целого ряда факторов — тектонических движений, охватывающих земную кору и более глубокие слои Земли, складчатости осадочного чехла, не затрагивавшей фундамент платформы, а также карстовых и эрозионно-денудационных процессов. Деформациям подвергались денудационные поверхности выравнивания, сформировавшиеся в различные этапы развития.

Всего выявлено четыре разновозрастные полигенетические (а местами и полихронные) поверхности, состоящие из латеральных рядов более или менее разновозрастных, но различных по генезису участков: денудационных, денудационно-аккумулятивных и аккумулятивных разного генезиса (озерного, аллювиального, делювиально-пролювиального).

Наиболее древняя мел-палеогеновая денудационная поверхность выравнивания (реликты исходного пенеплена) распадается на три разновозрастные ступени, отвечающие эпохам стабильного развития прогиба в раннекайнозойском цикле. К концу этого цикла была сформирована следующая региональная миоцен-среднеплиоценовая полигенетическая поверхность, широко развитая по периферии впадин. Она отвечала эпохе относительной стабилизации движений, разделявшей раннекайнозойский и позднекайнозойский (необайкальский) циклы тектонического развития прогиба.

Еще более молодая позднеплиоценовая (или позднеплиоцен-раннечетвертичная) поверхность выравнивания сформировалась на рубеже двух циклов третьего порядка, на которые распадается

позднекайнозойский цикл. Она широко развита вдоль древних долин, в связи с чем получила название придолинной. И, наконец, в плейстоцене, на фоне ритмично-прерывистого поднятия Предбайкальского предгорного прогиба были сформированы долинные педименты, гласисы и террасы.

Строение Предбайкальского предгорного прогиба было благоприятным для формирования залежей бокситов. Осмысливание всех имеющихся данных дает основание надеяться, что здесь могут быть встречены залежи бокситов промышленного значения двух типов.

1. *Остаточные бокситы латеритного типа.* Так как прогибание здесь было устойчивым, кора выветривания могла быть погребена под палеогеновыми водноосадочными образованиями во впадинах и сохраняться на отдельных поднятиях. Последние в осевой части прогиба обладают невысокой энергией рельефа, и денудационные процессы на них развиты относительно слабо. Кроме этого, коры выветривания латеритного типа могут быть встречены в сводовой части Верхне-Ленского поднятия, где местами хорошо сохранились поверхности выравнивания. Выявленные геоморфологическим анализом участки распространения разновозрастных поверхностей выравнивания имеют разную перспективность для поисков бокситов и других гипергенных полезных ископаемых, связанных с корами выветривания.

Полностью исключаются из перспективных плейстоценовые, позднеплиоценовые и миоцен-среднеплиоценовые денудационные поверхности. Однако под их аккумулятивными частями могут быть погребены более древние перспективные на бокситы мел-палеогеновые поверхности.

Наиболее перспективны на латеритные бокситы не все реликты мел-палеогеновой поверхности, а лишь выявленные в их пределах участки древних впадин или долин. Эти участки следует выборочно проверить легким бурением или горными выработками.

2. *Переотложенные или осадочные бокситы в тектонических впадинах и карстовых формах, особенно в тех из них, которые тяготеют к оси северо-восточной части прогиба.* В этом районе впадины, как и сам предгорный прогиб, наиболее глубоки и в процессе развития не вовлекались в восходящие движения, что способствовало сохранению возможных залежей.

Насколько известно, депрессии рельефа, созданные площадным карстом на вадах (Жигаловском, Муриньинском и др.), не выполнены сплошным чехлом кайнозойских осадков. Однако же последние могли здесь формироваться и в определенных условиях сохраняться от размыва. Во всяком случае вполне реальна встреча в них как кор выветривания, так и бокситов, особенно в локальных, наиболее опущенных участках. Внимание заслуживает Хандинская депрессия, выполнения мощными кайнозойскими осадками.

В настоящее время особого интереса заслуживают, по нашему мнению, синклинали и грабен-синклинали (тулонский и нюрютканский типы структур) и поля. Известные залежи бокситов и аллитов связаны именно с этими типами (синклинали - тулонский бассейн, поля - жуинский).

Нам ничего пока не известно не только о бокситоносности, но и об осадочном наполнении структур эконорского типа, поэтому в настоящее время трудно судить об их перспективах. Еще предстоит изучить внутреннюю структуру этих впадин геофизическими методами и разрез отложений - бурением.

Анализ тектонического строения района, а также предварительная оценка роли карста в бокситообразовании, учет имеющихся данных по стратиграфии и вещественному составу третичных отложений позволяют высказать, кроме общих, более или менее конкретные рекомендации по проведению поисковых работ.

В частности необходимо оценить бокситоносность полей как особого генетического типа экзогенных структур. Для этого предварительно должна быть дана оценка их глубины и ширины (электроразведка, детальные гравиметровые поперечные и продольные профили), а также состав и мощность отложений (опорное бурение). Пример Жуинского линейного карстового седиментационного бассейна, включающего бокситы, позволяет ставить поля в разряд перспективных структур.

В качестве первоочередных объектов генетического типа бассейнов следует считать поля: Средне-Кодогонское, Хамойское, Средне-Курунгуйское, Лево-Бирюлькинское и Дудовское. Естественно, что оценка бокситоносности этого генетического типа не должна ограничиваться одной - двумя структурами. Особое внимание следует обратить на поля, расположенные на контакте верхоленской, ангарской и литвинцевской свит.

Среди тектонических структур наибольшего внимания заслуживают Очаульская и Шоно-Бирилейская синклинали, как находящиеся в осевой зоне предгорного прогиба. Постановка комплекса поисковых работ необходима также в Тыркинской впадине, тяготеющей к оси прогиба.

Желательно начать подготовку к поисковому бурению впадин нюрютканского типа, проведя в них геофизические исследования для оценки мощностей и изучения разреза опорным бурением. Это - впадины Диткарская, Тонгодинская, Нюрютканская, Хайликанская и Муриньинская.

В целом, тектонический фактор формирования залежей бокситов должен оцениваться как благоприятный. Однако стиль тектонического развития региона был таким, что в сочетании с другими факторами не способствовал созданию крупных залежей бокситов.

Формирование кайнозойской структуры Прибайкальской окраины Сибирской платформы повлекло за собой заметную перестройку древ-

ней структуры региона и интенсифицировало эпигенетические процессы в карбонатной и соленосной формациях. Это могло повлечь за собой, в частности, перераспределение залежей нефти и газа в кембрийских отложениях. С этих позиций особого внимания заслуживает Верхне-Ленское поднятие как весьма широкая и протяженная зона возможного вторичного нефтегазонакопления.

Эпигенетические процессы в сульфатной зоне галогенной формации могли привести к формированию залежей серы, проявления которой фиксировались в ряде скважин. Большого внимания заслуживают для этой цели участки широкого развития карста.

## ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко О.М. Геологическая история Предалтайской впадины и проблемы формирования неотектонических предгорных опусканий. - Автореф. докт. дисс. Иркутск, 1972.
- Адаменко О.М., Зажигин В.С. Фауна мелких млекопитающих и геологический возраст кочковской свиты Южной Кулунды. - В кн.: Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих. М., "Наука", 1965.
- Адаменко О.М., Селиверстов Ю.П. Эпохи выравнивания и расчленение рельефа Сибирской и запада Африканской платформ. - Геоморфология, 1972, №3.
- Адаменко Р.С. О геологическом возрасте красноцветных отложений о.Ольхон по фауне мелких млекопитающих. - В кн.: V конференция молодых научных сотрудников ИЗК СО АН СССР, Иркутск, 1971а.
- Адаменко Р.С. Раннеэоценовая фауна грызунов Каменского местонахождения в Западной Сибири. - Там же. Иркутск, 1971б.
- Аносов В.С. Некоторые данные о древней речной сети в Юго-Западном и Центральном Прибайкалье. - В кн.: Новые данные по геологии, нефтегазоносности и полезным ископаемым Иркутской области. М., "Недра", 1964.
- Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири, Труды ГИН АН СССР, 1964, вып. 105. Авт.: Равский Э.И., Александрова Л.Т., Вангенгейм Э.А., Гербова В.Г., Голубева Л.В.
- Базаров Д.Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ, 1968.
- Бессолицын Е.П., Файнштейн Г.Х. Некоторые данные о корях выветривания юга Сибирской платформы в границах Иркутской области. - В кн.: Кора выветривания, вып. 6. М., 1963.
- Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С. Фауны млекопитающих эоцено-эолейстоцена Сибири и их сопоставление с восточноевропейскими. - В кн.: Основные проблемы антропогена Евразии, М., "Наука", 1969.
- Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С. Фауна млекопитающих Сибири и неоген-четвертичная граница. - Международный коллоквиум по проблеме "Граница между неогеном и четвертичной системой". Сборник докладов, т. II. М., 1972.
- Вангенгейм Э.А., Жегалло В.И., Зажигин В.С. Этапы развития фауны млекопитающих позднего неогена и начала антропогена в Северной Азии, "Геология и геофизика", 1972, №6.
- Воскресенский С.С. Геоморфология Сибири. М., изд-ие МГУ, 1962.
- Галушко Я.А. Поверхности выравнивания в трапповой зоне Средне-Сибирского плоскогорья. - Изв. АН СССР, серия геогр., 1958, №1.
- Горелов С.К. Морфоструктурный анализ нефтеносных территорий. М., "Наука", 1972.

- Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). - Труды ГИН АН СССР, вып. 64, 1948.
- Деев Ю.П. Юрские отложения южной окраины Иркутского амфитеатра. - В кн.: Геология СССР, т. 17, ч. 1. М., 1962.
- Ербаева М.А. История антропогенной фауны зайцеобразных и грызунов Селенгинского среднегорья. М., "Наука", 1970.
- Зажигин В.С. Стратиграфическое значение фауны мелких млекопитающих эоплейстоцена Западной Сибири. - Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1966, № 32.
- Зажигин В.С. К истории развития пеструшек (Rodentia, Microtinae) в антропогене Евразии. - Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 3.
- Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., "Наука", 1967.
- Замараев С.М., Дубровин М.А. К вопросу о механизме образования складчатых структур средней части Ангаро-Ленского прогиба. - "Геология и геофизика", 1973, № 1.
- Золотарев А.Г. Некоторые вопросы геоморфологии и палеогеографии центральной части Средне-Сибирской плоской возвышенности. - Труды Иркутского ун-та, 1958, том 24, серия геогр., вып. 1.
- Золотарев А.Г. Поверхности выравнивания южной части Средне-Сибирского плоскогорья и некоторые вопросы развития рельефа юга Восточной Сибири. - В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М., "Наука", 1964.
- Исаева Л.Л., Крауш М.А. Поверхности выравнивания Средне-Сибирского плоскогорья. - Изв. АН СССР, серия геогр., 1969, № 4.
- Кинг Л. Морфология Земли. М., "Мир", 1967.
- Кноринг Л.Д. Математические методы при изучении механизма образования тектонической трещиноватости. Л., "Недра", 1969.
- Козловская С.Ф., Краснов И.И. Существуют ли поверхности выравнивания на Средне-Сибирском плоскогорье? - Изв. АН СССР, серия геогр., 1962, № 2.
- Коржув С.С. Геоморфология долины средней Лены и прилегающих районов. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Кульчицкий А.А. Границы максимального оледенения северной части Западного Прибайкалья. - В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2(4). Чита, 1967.
- Кульчицкий А.А. О возрасте максимального оледенения и неотектонике Северо-Западного Прибайкалья. - Изв. Забайк. филиала Геогр. об-ва СССР, т. 4, вып. 1. Чита, 1968.
- Кульчицкий А.А. О возрасте, сохранности и положении денудационной поверхности выравнивания северной части Западного Прибайкалья. - В кн.: Поверхности выравнивания, Материалы к IX пленуму Геоморфологической комиссии АН СССР, вып. 2. Иркутск, 1970.
- Литвинцев Г.Г., Тараканова Г.И. Литологическая и палинологическая характеристика верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений Западного Прибайкалья. - В кн.: Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. М., "Наука", 1967а.
- Литвинцев Г.Г., Тараканова Г.И. Новые данные по стратиграфии и литологии третичных отложений юга Сибирской платформы. - Там же, 1976 б.
- Логачев Н.А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны. - В кн.: Байкальский рифт. М., "Наука", 1968.
- Логачев Н.А., Абрамова Т.К. Некоторые особенности геологии кайнозойских отложений юго-восточной части Иркутского амфитеатра. - Труды ВСФ СО АН СССР, серия геол., вып. 14, 1958.

- Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., "Наука", 1964.
- Логачев Н.А., Попова С.М. О находке моллюсков рода *Corbicula* в четвертичных отложениях Прибайкалья. - Докл. АН СССР, 1962, т. 143, № 1.
- Ломоносова Т.К. Минералогия и генезис глин раннекайнозойских отложений Прибайкалья. - Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1972.
- Маслов В.П. Следы древнего оледенения Северо-Байкальского нагорья. - Сборник, посвященный В.А. Обручеву, т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1939.
- Мешеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., "Наука", 1965.
- Моськина О.Д. Стратиграфия верхнего кайнозоя Восточного Казахстана по остаткам грызунов. - Автореф. канд. дисс. Киев, 1973.
- Никифорова К.В. Некоторые проблемы стратиграфии антропогена. - В кн.: Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы, М., "Наука", 1972.
- Павловский Е.В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. - Труды ИГН АН СССР, 1948, вып. 99, серия геол., (31).
- Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М., "Наука", 1971. Авт.: Адаменко О.М., Долгушин И.Ю., Ермолов В.В., Исаева Л.Л., Козловская С.Ф., Леонов Б.Н., Шейтлин С.М.
- Попова С.М. Эоплейстоценовые континентальные моллюски ангинской толщи Северо-Западного Прибайкалья. - В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., "Наука", 1968.
- Равский Э.И. Геология мезозойских и кайнозойских отложений и алмазность юга Тунгусского бассейна. - Труды ГИН АН СССР, вып. 22, 1959.
- Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М., "Наука", 1972.
- Рагозин Л.А. Поверхности выравнивания и геологические циклы. - В сб.: Поверхности выравнивания, вып. 1, Иркутск, 1970.
- Рыбаков В.Г., Рябенко В.Е., Серд А.И. Находки бокситов в палеоген-неогеновых отложениях Западного Прибайкалья. - "Разведка и охрана недр", 1971, № 3.
- Рязанов Г.В. Морфология и генезис складок непской зоны, Новосибирск, Сибирское отделение изд-ва "Наука", 1973.
- Сварчевская З.А., Селиверстов Ю.П. Основы классификации и возраст поверхностей выравнивания. - В кн.: Поверхности выравнивания, вып. 1, Иркутск, 1970.
- Скорик А.Ф. Грызуны Тилигульской позднеплиоценовой фауны. - Автореф. канд. дисс. Киев, 1973.
- Структура, вулканизм и алмазность Иркутского амфитеатра. - Труды Восточно-Сибирского геологического института СО АН СССР, вып. 14, М., "Наука", 1962. Авт.: Одинцов М.М., Твердохлебов В.А., Владимиров Б.М., Ильюхина А.В., Колесникова Т.П., Конев А.А.
- Сухов В.П. Позднеплиоценовые мелкие млекопитающие Аккулаевского местонахождения в Башкирии. М., "Наука", 1970.
- Схема корреляции антропогеновых отложений Северной Евразии. - В кн.: "Корреляция антропогеновых отложений Северной Евразии". М., "Наука", 1965. Авт.: Громов В.И., Алексеев М.Н., Вангенгейм Э.А., Кинд Н.В., Никифорова К.В., Равский Э.И.
- Тимофеев Д.А. Эпохи выравнивания рельефа Евразии в мезозое и кайнозое. - В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1968.

- Тимофеев Д.А. Стадии формирования поверхностей выравнивания и вопросы терминологии и классификации. - В кн.: Поверхности выравнивания, вып. 1, Иркутск, 1970.
- Топачевский В.А. Насекомоядные и грызуны Ногайской позднеплиоценовой фауны. Киев, "Наукова думка", 1965.
- Топачевский В.А. Насекомоядные и грызуны Тарханкутской позднеплиоценовой фауны. Киев, "Наукова думка", 1973.
- Фердман Л.И., Рогожин В.В. Поверхности выравнивания северо-западной части Сибирской платформы. - Изв. АН СССР, серия геогр., 1966, № 4.
- Флоренсов Н.А. О рациональных границах геоморфологического анализа и некоторых временных определениях. "Геоморфология", 1971, № 1.
- Ходьков А.Е. Оценка масштаба проявления и геологической роли гидро-геологических процессов. - Вестн. Ленинград. ун-та, № 24, геол. и геогр., вып. 4, 1967.
- Худяков Г.И. О морфоструктурной позиции пенеплена. - В кн.: Поверхности выравнивания, вып. 1, Иркутск, 1970.
- Цейтлин С.М. Новая многослойная стоянка на Верхней Лене - Макарово II. - Бюлл. Комиссии по изуч. четв. периода, № 37, 1970.
- Шобин В.А., Адамов Е.А. Некоторые особенности строения северо-восточной части Жигаловского вала. - Геология и геофизика, 1968, № 6.
- Чекин С.С. О возрасте древней коры выветривания Иркутского амфитеатра. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 6.
- Шалин Ж. Грызуны среднего и верхнего плейстоцена Франции. - Бюлл. ком. по изуч. четв. периода, 1972, № 38.
- Шевченко А.И. Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины. - В кн.: Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих. М., "Наука", 1965.

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ . . . . .	3
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ДОКАЙНОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ . . . . .	5
Складчатые и разрывные дислокации. С.М. Замараев, Н.М. Викентьева . . . . .	6
Трещиноватость. Г.В. Рязанов . . . . .	15
Генезис и возраст складчатости. С.М. Замараев, Г.В. Рязанов . . . . .	18
КАЙНОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА . . . . .	22
Общая характеристика. С.М. Замараев, Г.В. Рязанов . . . . .	-
Поверхности выравнивания и методы их изучения. О.М. Адаменко . . . . .	26
Проблема раннемезозойской поверхности выравнивания. О.М. Адаменко . . . . .	29
Мел-палеогеновая полигенетическая денудационная поверхность выравнивания и коррелятные отложения. О.М. Адаменко, А.А. Кульчицкий . . . . .	33
Миоцен-среднеплиоценовая полигенетическая поверхность выравнивания и коррелятные отложения. О.М. Адаменко . . . . .	52
Позднеплиоценовая полигенетическая поверхность выравнивания и коррелятные осадки. О.М. Адаменко, Р.С. Адаменко, А.А. Кульчицкий . . . . .	56
Плейстоценовые педименты, глянсы и террасы. О.М. Адаменко, А.А. Кульчицкий, Р.С. Адаменко . . . . .	88
Типы третичных впадин. С.М. Замараев, Г.В. Рязанов . . . . .	96
Карст. С.М. Замараев, Г.В. Рязанов . . . . .	105
Деформации мел-палеогеновой поверхности выравнивания и их соотношение с докайнозойской структурой. С.М. Замараев, Г.В. Рязанов . . . . .	110
ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ. С.М. Замараев, О.М. Адаменко . . . . .	116
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ТРЕТИЧНЫХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ И ЗАЛЕЖЕЙ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД. С.М. Замараев, О.М. Адаменко, Г.В. Рязанов . . . . .	120
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. С.М. Замараев, О.М. Адаменко, Г.В. Рязанов . . . . .	125
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	130

СТРУКТУРА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ  
ПРЕДБАЙКАЛЬСКОГО  
ПРЕДГОРНОГО ПРОГИБА

Утверждено к печати  
Институтом земной коры  
Сибирского отделения АН СССР

Редактор В.С. Федоровский  
Редактор издательства Л.В. Мирабова  
Обложка художника В.В. Шульженко  
Художественный редактор В.А. Чернецов  
Технический редактор Г.П. Каренина

---

Подписано к печати 21/У1-76 г. Т-10854  
Усл.печ.л. 8,5 + 1,0 вкладки. Уч.-изд.л. 11,1  
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Тираж 1050 экз. Тип. зак. 1141  
Цена 1 р. 11 к.

---

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",  
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

Готовится к печати книга:

**Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. 26 л. 2р. 80к.**

Авт.: Тесаков Ю.И., Занин Ю.Н., Малич Н.С. и др.

В книге обобщены материалы по стратиграфии ордовика Сибирской платформы. В ней освещается история расчленения, терминология и номенклатура стратиграфических подразделений, стратиграфическое районирование, граница системы, расчленение ордовика на отделы (принимается двучленное его деление). Подробно описывается стратиграфия как всего региона, так и отдельных его районов. Предлагается новая схема для нижнего ордовика.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

*Для получения книги почтой заказы просим направлять по адресу:  
117464 МОСКВА, В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин "Книга-почтой" Центральной конторы "Академкнига";*

*197110 ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин "Книга-почтой" Северо-Западной конторы "Академкнига" или в ближайшие магазины "Академкнига".*

**АДРЕСА МАГАЗИНОВ "АКАДЕМКНИГА":**

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97. 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13. 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24. 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95. 375009 Ереван, ул. Туманяна, 31. 664033 Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 289. 252030 Киев, ул. Ленина, 42. 277012 Кишинев, ул. Пирогова, 28. 433900 Краматорск, ул. Марата, 1. 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2. 192104 Ленинград, Литейный проспект, 57. 199164 Ленинград, Университетская наб., 5. 199004 Ленинград, 9 линия, 16. 103009 Москва, ул. Горького, 8. 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7. 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22. 630076 Новосибирск, 91, Красный проспект, 51. 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137. 700029 Ташкент, ул. 50 лет Узбекистана, 11. 700029 Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73. 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43. 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18. 450075 Уфа, Коммунистическая ул., 49. 450075 Уфа, проспект Октября, 129. 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42. 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.

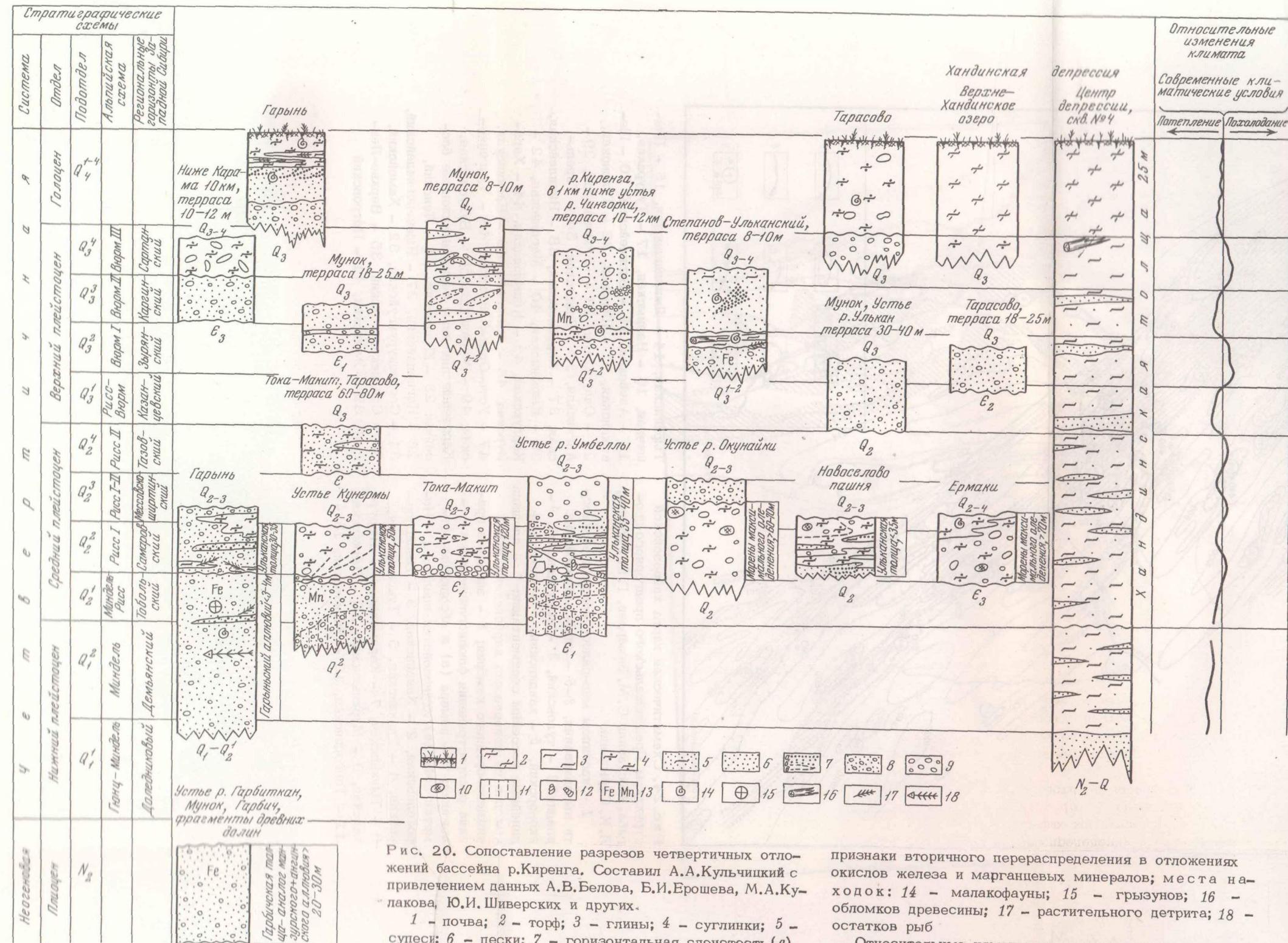


Рис. 20. Сопоставление разрезов четвертичных отложений бассейна р.Киренга. Составил А.А.Кульчицкий с привлечением данных А.В.Белова, Б.И.Ерошева, М.А.Кулакова, Ю.И.Шиверских и других.  
1 - почва; 2 - торф; 3 - глины; 4 - суглинки; 5 - супеси; 6 - пески; 7 - горизонтальная слоистость (а), косая слоистость (б), грубая неясновыраженная косая слоистость (в); 8 - гравий, галечники; 9 - валуны; 10 - ледниковая штриховка на валунах; 11 - карбонатный цемент; 12 - карбонатно-глинистые стяжения; 13 -

признаки вторичного перераспределения в отложениях окислов железа и марганцевых минералов; места находок: 14 - малакофауны; 15 - грызунов; 16 - обломков древесины; 17 - растительного детрита; 18 - остатков рыб  
Относительные изменения климата приводятся по спорово-пыльцевым анализам озерно-болотных отложений из скв. 4, расположенной в центре Хандинской депрессии, выполненные Л.М.Шестаковой, Г.М.Кабановой, Л.А.Филимоновой и др.

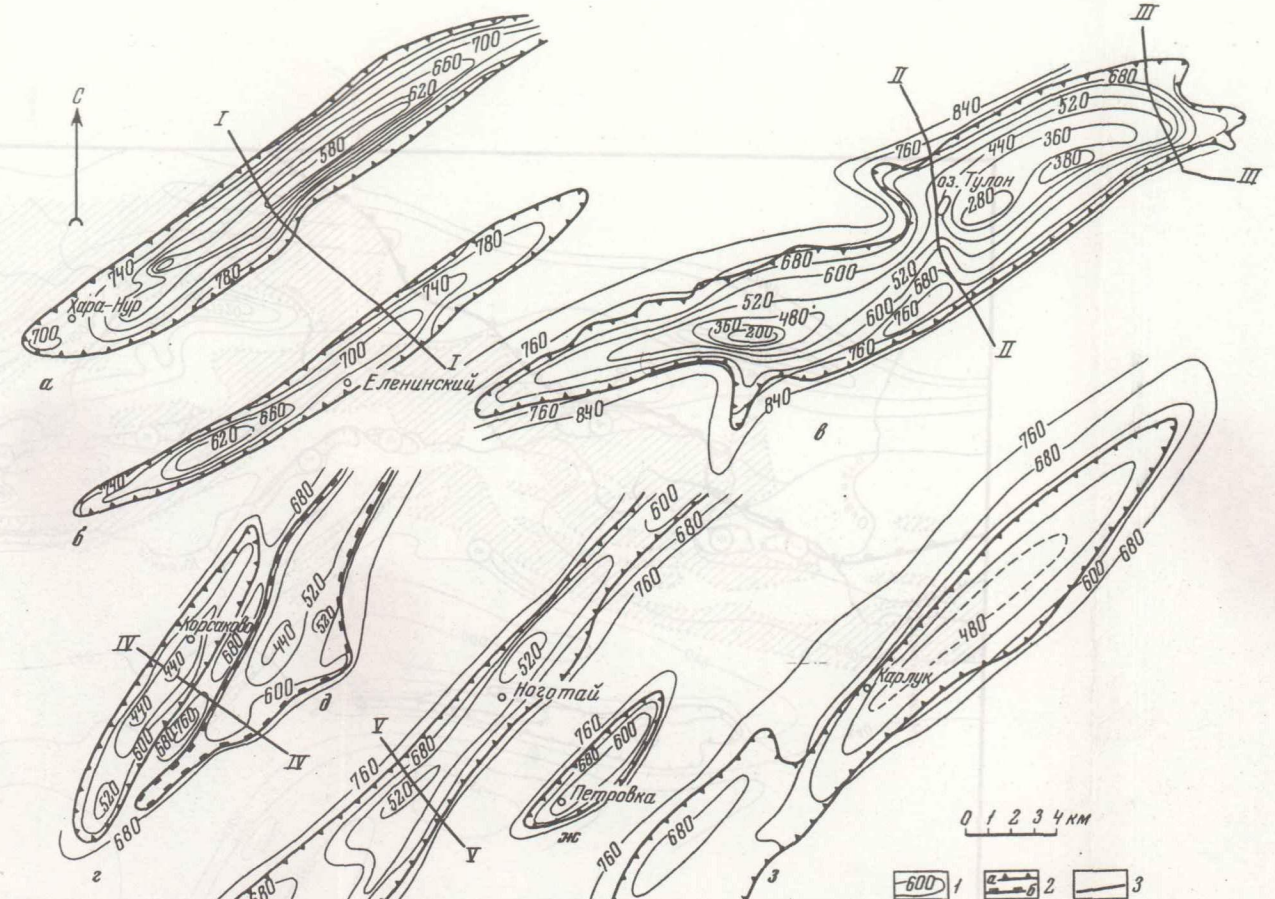


Рис. 21. Схемы кайнозойских впадин  
1 - изогипсы ложа впадин; 2 - границы распространения третичных отложений; а - в тулонском типе, б - в карстовых линейных седиментационных бассейнах; 3 - линии разрезов. Впадины: а - Хара-Нурская, б - Еленинская, в - Тулонская, г - Корсаковская, д - Жуинская, е - Кырминская, ж - Петровская, з - Карлукская

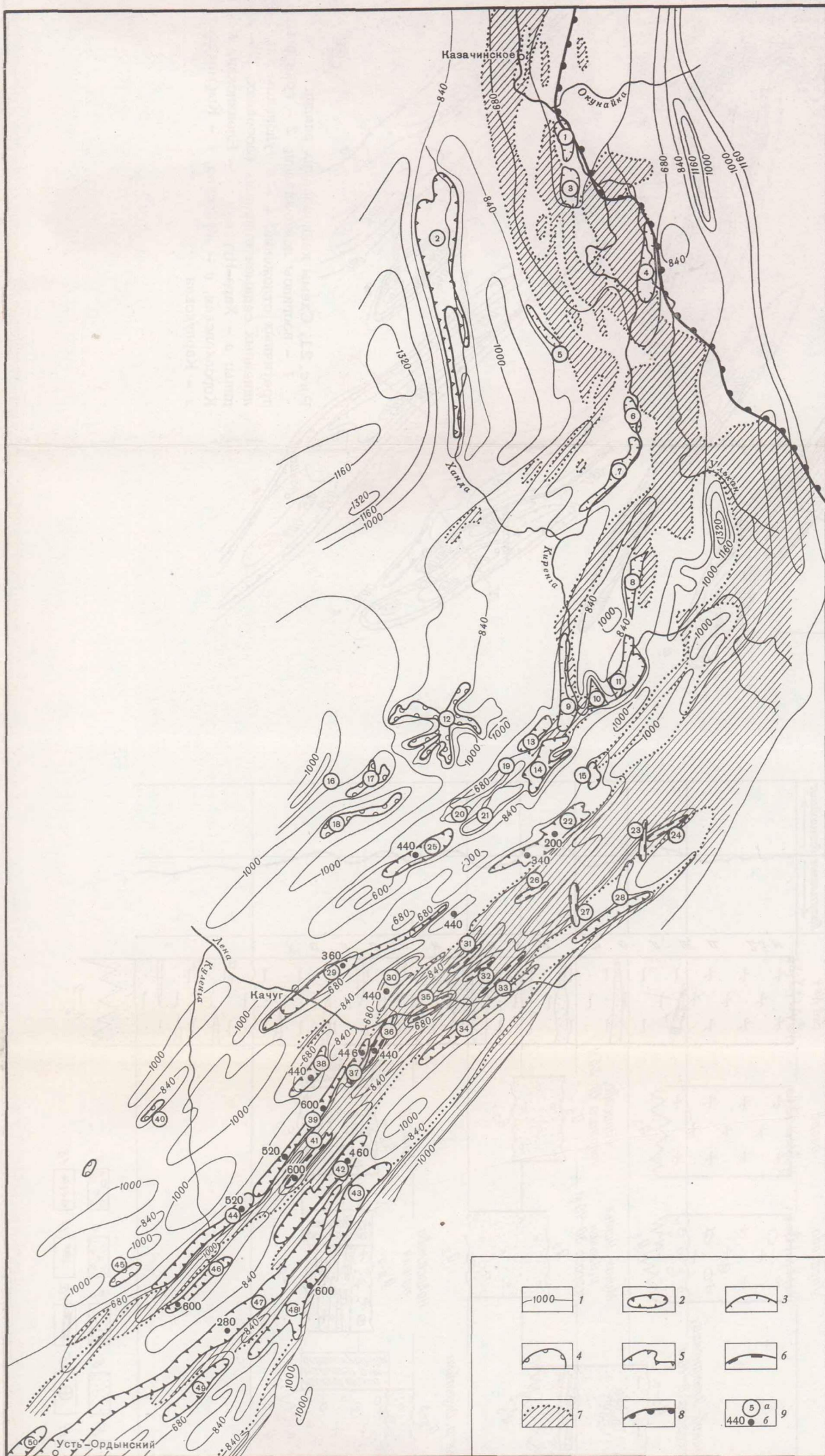


Рис. 24. Схематическая карта кайнозойской структуры Предбайкальского предгорного прогиба. Составили С.М. Замараев, Г.В. Рязанов, Л.К. Скрыльник

1 - изогипсы мел-палеогеновой поверхности выравнивания, 2-5 - типы кайнозойских впадин: 2 - тулонский, 3 - нюрутканский, 4 - эконорский, 5 - хандинский, 6 - карстовые линейные бассейны седиментации; 7 - площади выходов на поверхность карбонатных пород нижнего-среднего кембрия; 8 - западная граница распространения флювиогляциальных отложений; 9 - номера (а) и абсолютные отметки ложа (б) кайнозойских впадин: 1 - Новоселовская, 2 - Хандинская, 3 - Балдахиньинская, 4 - Ульканская, 5 - Туколоньская, 6 - Тыэканская, 7 - Карамская, 8 - Нюрутканская, 9 - Муриньинская, 10 - Даткарская, 11 - Тонгодинская, 12 - Эконорская, 13 -

Тыркинская, 14 - Джигдаканская, 15 - Плашечная, 16 - Назимская, 17 - Тутурская, 18 - Анейская, 19 - Бирилейская, 20 - Шевыканская, 21 - Шонская, 22 - Тулонская, 25 - Очаульская, 28 - Панкучинская, 29 - Ангинская, 30 - Залогская, 34 - Тарельская, 37 - Корсаковская, 38 - Никилейская, 39 - Кырминская, 40 - Магданская, 42 - Карлукская, 43 - Копыловская, 44 - Харанурская, 45 - Арынская, 46 - Еленинская, 47 - Усть-Орда-Хоготская, 48 - Тургеневская, 49 - Муринская, 50 - Булусинская. Карстовые линейные седиментационные бассейны: 23 - Юхтинский, 24 - Ленский, 26 - Негнедайский, 27 - Нижнегегнедайский, 31 - Среднекурунгуийский, 32 - Хамойский, 33 - Среднекодогонский, 35 - Верхне-Ленский, 36 - Жуинский, 41 - Петровский

1 р. 11 к.

1728