

Ю. Н. ЗАНИН

ОРДОВИКСКИЕ
И СИЛУРИЙСКИЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
ИРКУТСКОГО
АМФИТЕАТРА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Ю. Н. ЗАНИН

ОРДОВИКСКИЕ
И
СИЛУРИЙСКИЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК
1970

ВВЕДЕНИЕ

В течение последних лет на территории Иркутского амфитеатра были проведены большие работы по изучению широко развитых здесь ордовикских и силурийских отложений. Важными в познании геологии ордовика и силура амфитеатра явились геологосъемочные и поисково-разведочные работы, выполненные Иркутским и Красноярским геологическими управлениями и трестом «Востсибнефтегеология». Тематические стратиграфические и литологические исследования осуществлялись специалистами местных и центральных организаций (ВСЕГЕИ, ВНИГРИ). Трудно переоценить значимость проведенных трестом «Востсибнефтегеология» буровых работ, включающих бурение ряда глубоких опорных и колонковых скважин. Тем не менее, несмотря на столь широкий размах исследований, до сих пор нет сводной работы, в которой отложения ордовика и силура амфитеатра или значительной его части были бы достаточно полно рассмотрены с общегеологических позиций — стратиграфии и корреляции, петрографического и минералогического состава, условий образования, характера эволюции осадконакопления.

Настоящая книга — попытка как-то осветить некоторые из этих вопросов. Монография составлена на основе материалов, полученных автором в период работы в Иркутском геологическом управлении (1957—1962 гг.); в ней использованы также результаты исследований многих геологов, изучавших отложения ордовика и силура. Нами исследовались разрезы ордовика и отчасти силура в бассейнах средних течений рек Бирюсы, Чуны, Ангара, Илима, Лены, на Лено-Киренгском междуречье (бассейны рек Ореengi и Таюры) и в бассейне р. Окунайки (правый приток р. Киренги). Был рассмотрен также керн большого количества колонковых и глубоких скважин.

Основные интересы автора в процессе работы были сосредоточены в области литологической корреляции отложений, в связи с чем литологические разделы монографии являются преобладающими. Все приводимые списки фауны взяты из опубликованных источников.

Автор сознает краткость стратиграфической характеристики отложений. Более подробно очерк стратиграфии ордовика Иркутского амфитеатра подготовлен с Л. В. Огиенко к тому «Ордовик» серии «Стратиграфия СССР».

Автор выражает свою признательность А. И. Серду, Л. М. Тумольскому, А. И. Скрипину, В. Т. Комаревскому, В. С. Карпышеву, Н. Н. Виниченко, В. Л. Каницкому, Г. А. Кузнецову, В. К. Жданову, А. Н. Артемьеву, Г. Г. Лебедю, А. Н. Золотову, И. Ф. Горбачеву, В. С. Гре-

бенникову, Л. К. Овченкову, Н. О. Фомину и многим другим геологам, поддерживавшим эти исследования и активно способствовавшим их выполнению. Автор глубоко благодарен за помощь чл.-корр. АН СССР М. М. Одинцову, по инициативе которого была начата эта работа, Л. В. Огиенко, совместно с которой изучалась стратиграфия ордовика Иркутского амфитеатра, А. Ф. Василевскому, В. И. Кирасировой и Е. А. Карповой, в течение ряда лет работавших вместе с автором, сотрудникам литологической лаборатории ИГУ Ж. К. Назаровой, Е. Е. Сигитовой, Н. Т. Чулковой, Л. И. Нетупской, Э. Г. Петренко, проводившим иммерсионный минералогический анализ по значительной части собранного автором материала, С. Г. Маторину, выполнившему микрофотографии шлифов, а также многим другим работникам аналитических лабораторий Иркутского геологического управления и Института геологии и геофизики СО АН СССР.

Автор хотел бы особо выразить свою признательность Н. Н. Виниченко, совместно и под руководством которой были начаты исследования по литологии ордовика Ангара-Илимского района.

Автор искренне благодарен научному редактору работы М. А. Жаркову и сотрудникам лаборатории осадочных формаций Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР и впервые очередь Ю. П. Казанскому за помощь в завершении данной работы и подготовке ее к печати.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ОРДОВИКСКИХ И СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

Историю изучения ордовикских отложений Иркутского амфитеатра можно разделить на три периода. От первого из них, дореволюционного, нам остались описания разрозненных маршрутов; некоторые выводы не потеряли своего значения и до настоящего времени, однако сколько-нибудь полного представления о геологическом строении амфитеатра эти работы не дают.

Не останавливаясь на большинстве дореволюционных работ, имеющих в основном историческое значение, мы отсылаем интересующихся ранним периодом этих исследований к сводке В. А. Обручева (1937).

Во второй период, с 1917 по 1945 гг. и особенно после 1930 г., изучение ордовикских отложений идет довольно интенсивно. В это время для различных районов амфитеатра разрабатываются стратиграфические схемы, составляются в значительной степени обоснованные мелкомасштабные геологические карты.

Систематическое изучение Иркутского амфитеатра начинается лишь в послевоенные годы в последние полтора — два десятилетия, когда эта территория стала покрываться планомерной геологической съемкой, начались поиски и разведка полезных ископаемых, в первую очередь железных руд, нефти и газа.

Наиболее ранние работы, не потерявшие значения по сей день, были проведены в бассейне р. Лены. Первое систематическое описание разреза сделано В. А. Обручевым (1892), совершившим маршрут по р. Лене в 1891 г. Развитие на участке между с. Качуг и г. Киренском отложения В. А. Обручев разделил на четыре яруса:

Верх о л е н с к и й. Песчаники, мергели, глины, внутриформационные конгломераты.

У с т ь-к у т с к и й я р у с. Нижний горизонт — чередование мергелей, песчаников, известняков, внутриформационных конгломератов; среди известняков отмечаются оолитовые разновидности. Указывается на наличие в породах зерен малахита. Мощность горизонта — 50 м. Средний горизонт характеризуется «большим развитием бугристо-плотчатых и доломитовых известняков и желтых толстоплитчатых песчаников», преобладают серые тона в отличие от красных и розовых тонов нижнего горизонта. В известняках встречены вкрапленники галенита. Мощность — 50 м. Верхний горизонт (мощностью также 50 м) характеризуется чередованием в основном красноцветных толстослоистых песчаников и тонкослоистых мергелей.

М а к а р о в с к и й я р у с. Тонкослоистые красноцветные породы, сходные с породами верхоленского яруса. Ориентировочная мощность 100 м.

Кривоуцкий ярус. Толстослоистые серо-фиолетовые песчаники, рыхлые мергели, зеленые глины. Мощность около 50 м.

В 1925 г. маршрут по р. Лене от с. Качуг до г. Киренска совершил В. Ю. Черкесов (1931₁); принимая в основном схему В. А. Обручева, В. Ю. Черкесов внес в нее существенные дополнения и изменения. Отложения, называемые В. А. Обручевым верхоленинским, усть-кутским, кривоуцким и макаровским ярусами, выделяются В. Ю. Черкесовым примерно в том же объеме в качестве свит. Однако отложения кривоуцкой свиты, разделенные им на три горизонта, совершенно правильно расположены ниже макаровской свиты, а не выше, как у В. А. Обручева, а между кривоуцкой и макаровской свитами выделена чертовская свита, представленная темно-зелеными и красноцветными мергелями с прослойками песчаников и известняков мощностью 30 м. Переходы между всеми горизонтами В. Ю. Черкесов находил постепенными. Возраст макаровской, кривоуцкой и чертовской свит он считал силурийским, а усть-кутской — переходным между кембрием и нижним силуром.

В 1930 г. В. Ю. Черкесов (1931₂) посетил район Падуна — Братска. Им приводится следующий разрез развитых здесь палеозойских отложений (снизу вверх):

1. Грубозернистые белые или желтовато-розовые песчаники, иногда переслаивающиеся с пестрыми глинами.

2. Толстослоистые желто-серые и зеленовато-серые, реже грязно-розовые известково-глинистые песчаники. Мощность 35—40 м.

Эти слои, выделенные в нижней части известного обнажения на острове Интей, названы В. Ю. Черкесовым нижнеинтейскими.

Выше их в том же обнажении выделены верхнеинтейские слои, представленные более рыхлыми слюдистыми песчаниками, местами переходящими в песчаные глины, мощность которых в обнажении не превышает 10 м.

3. Песчано-глинистая свита с преобладанием буро-красного и фиолетового цвета.

4. Железистые песчаники, залегающие в низах обнажения на правом берегу р. Оки против с. Большеокинского, названные большеокинской свитой.

5. Свита «плотных буро-красных глин и глинистых песчаников» с глиптоморфами по каменной соли.

Сравнивая данный разрез с разрезом р. Лены, В. Ю. Черкесов проводит аналогию между песчаниками первого горизонта р. Ангара и породами верхов усть-кутской свиты р. Лены; нижнеинтейские и верхнеинтейские слои параллелизуются им с нижним и средним горизонтами кривоуцкой свиты, песчаники третьего горизонта сопоставляются с грубозернистыми песчаниками верхов кривоуцкой свиты, большеокинская свита — с чертовской свитой р. Лены, пятнистые глины братского района (пятый горизонт схемы В. Ю. Черкесова) — с породами макаровской свиты.

В. Ю. Черкесовым правильно проведено сопоставление братской свиты р. Ангара с макаровской свитой р. Лены и верхнеинтейских слоев — с породами кривоуцкой свиты. В то же время в схеме его имеются существенные неточности: песчаники первого горизонта не могут сопоставляться с породами усть-кутской свиты, так как занимают в разрезе значительно более высокое положение; большеокинская свита является аналогом нижнеинтейских слоев; в состав третьего горизонта включены отложения, относимые в одних случаях в настоящее время к ийской свите, а в других — «верхнеинтейские» породы, относимые к мамырской свите.

В 1930—1931 гг. в Ангара-Илимском районе проводила геологическую съемку группа геологов Восточно-Сибирского геологического треста; работы велись под руководством В. П. Маслова. Отложения, перекрывающие красноцветные глины и мергели верхнего кембрия, отнесены В. П. Масловым (1932) к нижнему силуру и подразделены на пять горизонтов:

1) видимо-игирминский, 2) братский, 3) седановский, 4) ярский, 5) ждановский.

К видимо-игирминскому горизонту отнесены породы, выделяемые в настоящее время в качестве усть-кутской и ийской свит, седановский горизонт соответствует мамырской свите и, по-видимому, верхам чуньского яруса, а братский и ярский горизонты — братской свите. Литологическая характеристика пород В. П. Масловым лишь намечена. Несколько более подробно в этом отношении им рассмотрены отложения видимо-игирминского горизонта, низы которого, по мнению автора, сложены в основном известняками, постепенно обогащающимися кверху песчаниками. Карбонатные породы В. П. Маслов считает рифовыми образованиями и указывает, что открытое море находилось на востоке и северо-востоке. В песчаниках, переслаивающихся с карбонатами, отмечается наличие косой слоистости, волноприбойных знаков, трещин усыхания.

Г. Ф. Крашенинниковым, изучавшим в 1934 г. интересующие нас отложения в бассейнах рек Ангары и Илима, дается следующая схема Ангаро-Илимского района, получившая широкое признание:

1. Литвинцевский горизонт — Sm_2 ;
2. Верхоленский » » Sm_3 ;
3. Усть-кутский » » S_1 ;
4. Мамырский горизонт с интейским горизонтом в основании — S_1 ;
5. Братский горизонт S_1 ;
6. Кежемский » » S_1 .

К мамырской свите Г. Ф. Крашенинниковым отнесена вся толща пород между карбонатными отложениями усть-кутской свиты и красноцветами братской свиты. По его мнению, отложения усть-кутской свиты накапливались в условиях мелкого моря «с подводными банками и намывными косами обломочного материала», причем открытое море находилось к северу от района работ. Мелководным морским условиям, хотя и несколько иного характера, отвечают также отложения мамырской свиты. Отложение осадков братского времени проходило уже в лагунных условиях.

Схема стратиграфии Г. Ф. Крашенинникова почти без изменений принималась во всех геологических работах в Ангаро-Илимском районе до последних лет, когда в нее был внесен ряд дополнений и изменений.

В 1934 и 1935 гг. геологические исследования в Ангаро-Бирюсинском междуречье на участке Тайшет — Братск проводил М. М. Одинцов (1937). Им принято трехчленное стратиграфическое деление отложений, относимых к нижнему силуру; в сводном разрезе выделены усть-кутская, братская, кежемская свиты. На отдельных участках разрез существенно детализировался. В восточной части района в составе усть-кутской свиты выделены песчаники мамырского горизонта. В бассейне р. Бирюсы в качестве аналога братской свиты выделяется бирюсинский горизонт (свита). Отложения, относимые на Удино-Бирюсинском водоразделе к кежемской свите, подразделены М. М. Одинцовым на баероновский, топорокский и каральский горизонты.

Касаясь условий осадконакопления в нижнесилурийском бассейне, М. М. Одинцов выделяет известняковую рифовую фацию (видимо-игирминскую), песчаную (мамырскую, окинскую), прибрежную (бирюсинскую, манутскую, кукучейскую), характеризующуюся наличием косослоистых песчаников и конгломератов, и соответствующую ей по времени лагунную фацию братской свиты для центральной части бассейна. Породам кежемской свиты отвечает известково-песчаная фация, связанная с углублением бассейна и исчезновением лагунного режима.

В 1935 г. А. С. Хоментовским на р. Бирюсе, на участке от с. Суетиha до устья, были выделены в составе нижнего ордовика (снизу вверх) лу-

говская и почетская свиты и в составе верхнего силура — девона шалаевская и треминская свиты. Луговская свита является аналогом усть-кутской, почетская — песчаных частей разреза ийской и бадарановской свит, шалаевская свита сопоставляется с братской, а треминская — с топорокским и баероновским горизонтами М. М. Одинцова.

В 1937 г. была опубликована статья В. В. Филиппченко «К литологии отложений нижнего силура на трассе Тайшет — Падун». Это первая специальная работа по изучению литологии интересующих нас толщ.

В. В. Филиппченко (1937) отмечает высокое содержание кварца в легкой фракции, граната и рудных — в тяжелой фракции; в последней постоянно присутствуют циркон, рутил, апатит, турмалин. Наиболее высокое содержание кварца наблюдается в породах мамырской свиты, для которой характерно почти полное отсутствие малоустойчивых минералов, что «свидетельствует об интенсивной обработке материала, образовавшего толщу мамырских песчаников». В братской и кежемской свитах в незначительном количестве встречаются неустойчивые минералы, причем в кежемской свите количество их меньше и минеральный комплекс более узок. Первичная форма большинства минеральных зерен, по мнению В. В. Филиппченко, была хорошо окатанной, что говорит об образовании нижнесилурийских отложений за счет размыва осадочных толщ.

Касаясь условий образования нижнесилурийских отложений, В. В. Филиппченко считает, что осадки братской свиты накапливались в прибрежной зоне с частыми колебаниями уровня; временами режим бассейна имел лагунный характер. Мамырские и кежемские породы отлагались в условиях «более глубокого моря».

Все упомянутые исследования были проведены в центральной и западной частях амфитеатра. Значительно слабее изучены отложения к востоку от р. Лены.

В 1934—1936 гг. в Лено-Киренгском междуречье работали сотрудники ГИН АН СССР И. И. Катушенков и Н. В. Думитрашко. Н. В. Думитрашко в 1934 г. пересекла Лено-Киренгское междуречье по долине р. Тутуры и водоразделу Тутура — Киренга. Выше красноцветов, относимых к верхнему кембрию, ею выделено четыре горизонта (снизу вверх*): 1. Серовато-фиолетово-розовые мергелистые песчаники, серые и фиолетовые известковистые песчаники и плотные серые песчаники. 2. Зеленовато-серые глауконитовые песчаники и песчанистые известняки с фауной. 3. Серые и серовато-голубоватые известняки и известковистые песчаники. 4. Светло- и темно-серые сферолитовые известняки и известковистые песчаники. Три верхних горизонта были сопоставлены Н. В. Думитрашко со средним горизонтом, а нижний — с нижним горизонтом усть-кутского яруса В. Ю. Черкесова.

В 1934 г. И. И. Катушенком был проведен маршрут от с. Жигалово на р. Лене до с. Карам на р. Киренге. Им принимается следующая схема стратиграфии обследованного района:

1. Средний кембрий — известково-доломитовый комплекс.
2. Верхний кембрий — красноватая песчано-глинистая толща (соответствует верхоленскому ярусу схемы В. А. Обручева и В. Ю. Черкесова).
3. Верхний кембрий — нижний силур — пестроцветная песчано-карбонатная толща (соответствует нижнему горизонту усть-кутского яруса схемы В. А. Обручева и В. Ю. Черкесова). После работ И. И. Катушенка за данной частью разреза утвердилось название «пестроцветной» пачки.
4. Нижний силур — известково-песчанистые, преимущественно серо-

* Цитируем по И. И. Катушенку (1934).

цветные породы, сопоставляющиеся со средним горизонтом усть-кутского яруса В. Ю. Черкесова.

Усть-кутский ярус подразделен И. И. Катушенком на два горизонта (без нижнего пестроцветного горизонта схемы В. А. Обручева) — нижний доломитовый, мощностью 120—150 м, соответствующий среднему горизонту схемы В. А. Обручева, и верхний, соответствующий верхнему горизонту той же схемы, сложенный красно-бурыми и фиолетовыми песчаниками.

В 1939 и 1940 гг. в верховьях рек Лены и Киренги работал В. П. Маслов. Пестроцветный горизонт р. Киренги был отнесен им к усть-кутской свите на основании сходства пород горизонта с вышележащими отложениями (1947). В. П. Масловым указывается на находки брахиопод *Angarella* в нижней части горизонта, но, как показали работы последних лет, данные определения оказались ошибочными. К сожалению, ссылки на эти определения встречаются и в недавних работах (Сачук, 1963).

В 1939 г. маршрутные исследования в бассейне верхнего течения р. Лены проводили работники ЦНИГРИ К. А. Прокопов и Н. Д. Бакланова. Красноцветные песчаники верхне-усть-кутского горизонта схемы В. А. Обручева и В. Ю. Черкесова выделены ими в самостоятельную свиту, названную казимиrowsкой.

В 1940 г. Н. В. Фроловой и Е. В. Павловским в составе Хандинского о ряда Восточно-Сибирской экспедиции ИГН АН СССР проводилась геологическая съемка средней части Лено-Киренгского междуречья.

Н. В. Фроловой (1955) пестроцветный горизонт включен в состав усть-кутской свиты в качестве нижнего горизонта. К верхнему горизонту усть-кутской свиты отнесены в западной части района красочные известняки, мергели, доломиты, песчаники, а в восточной — лиловые косослоистые песчаники; фактически красноцветные песчаники залегают выше толщи сероцветов, не являясь их аналогами. Выше усть-кутской свиты выделяется криволуцкая свита, представленная песчаниками различной окраски; мощность 200 м. По нашему мнению, эта толща является в значительной мере аналогом верхнего горизонта усть-кутской свиты Н. В. Фроловой в восточной части района, и лишь в верхах ее, возможно, действительно присутствуют породы криволуцкой свиты. В разрезе выделяется также чертовская свита, сложенная кирпично-красными известняками и известняками, мощность которых не превышает 10 м. Скорее всего, это также нижнеордовикские породы.

Н. В. Фроловой по отдельным образцам приведены химические и градулометрические анализы, а также дано петрографическое описание пород.

В 1950 г. вышли из печати работы сотрудников ИГН АН СССР И. И. Катушенка и А. Ф. Калмыкова; А. И. Левенко, И. В. Луцицкого и М. С. Нагибиной.

Наиболее интересна работа последних. В отложениях нижнего силура (как авторы понимали возраст рассматриваемых отложений) были выделены усть-кутская, мамырская и ермаковская свиты. Усть-кутская свита подразделена ими на шесть горизонтов (снизу вверх) — каменноостровский, баяновский, балинский, верхнеостровский, суворовский и мокинский. Каменноостровский и баяновский горизонты, по-видимому, действительно отвечают (в их стратотипических разрезах) нижней и средней частям усть-кутской свиты, хотя мощности этих горизонтов завышены. Однако выше разрез свиты был вдвоен. Самостоятельное значение здесь имеет, как нам кажется, лишь суворовский горизонт.

Необходимо сказать, что столь детальное разделение усть-кутской свиты на горизонты было проведено впервые. Выделяемая выше мамырская свита отвечает ийской и бадарановской свитам, а ермаковская — современной мамырской свите.

В послевоенные годы объем исследований ордовикских и силурийских отложений амфитеатра расширился. Здесь осуществлена серия работ по изучению фосфоритоносности отложений ордовика, их стратиграфии, литологии; в широком масштабе в последние годы ведется геологическая съемка и бурение.

Исключительно важное значение для стратификации отложений ордовика и силура Сибирской платформы имели работы О. И. Никифоровой в 1950—1955 гг. Заслугой ее является выделение палеонтологически обоснованных ярусов, которые легли в основу унифицированной стратиграфической схемы ордовика и силура Сибирской платформы.

В составе ордовика О. И. Никифоровой (1955) выделено пять ярусов (свит): усть-кутский, чуньский (нижний ордовик), криволучцкий и мангазейский (средний ордовик), долборский (верхний ордовик).

Сотрудником ВСЕГЕИ О. Н. Андреевой (1955, 1959) проведено с различной степенью детальности биостратиграфическое изучение ордовикских и силурийских отложений ряда районов Иркутского амфитеатра (реки Лена, Ангара, Илим, Ока, Бирюса) и сделано сопоставление частных разрезов с унифицированной схемой О. И. Никифоровой. К усть-кутскому ярусу О. Н. Андреевой отнесены нижняя и средняя части усть-кутской свиты амфитеатра, к нижней части чуньского яруса — верхи усть-кутской свиты, к средней части чуньского яруса (баяновский горизонт) — толща красноцветных пород, именуемых ийской свитой, и к верхней части (вихоревский горизонт) — породы, выделяемые в настоящее время под названием бадарановской свиты. Верхнюю часть усть-кутской свиты О. Н. Андреева выделяла как каменноостровский горизонт, а вышележащие слои — как баяновский горизонт. Необходимо отметить, однако, что К. П. Куприной, проводившей геологосъемочные работы в бассейне р. Ангара в 1960 г., была подтверждена точка зрения А. И. Левенко, И. В. Лучицкого, М. С. Нагибиной о положении каменноостровского горизонта в нижней, а баяновского — в средней части усть-кутской свиты.

В отложениях, относимых к криволучцкому ярусу, выделены волгинский, киренский и кудринский горизонты. На р. Лене мангазейский ярус подразделяется О. Н. Андреевой на два горизонта — чертовский, соответствующий чертовской свите В. Ю. Черкесова, и баксанский. На р. Ангаре отложения волгинского горизонта криволучцкого яруса и полностью мангазейского яруса, по мнению О. Н. Андреевой, отсутствуют. Это верно, по-видимому, лишь для чертовского горизонта мангазейского яруса. Возраст братской свиты О. Н. Андреева принимает как верхний ордовик — верхняя часть среднего ордовика.

К лландоверийскому ярусу (кежемская свита) О. Н. Андреева относит баеровонский и топорокский горизонты М. М. Одинцова, а также доломиты, перекрывающие братскую свиту на р. Илеме. Отложения баксанского горизонта О. Н. Андреева сопоставляет с породами верхней части мамырской свиты р. Илама.

А. И. Скрипиным в 1956 г. на границе кембрия и ордовика в бассейне р. Илги (правый приток р. Ангара) выделена илгинская свита, отнесенная им к ордовику, отвечающая нижнему горизонту усть-кутского яруса В. А. Обручева (1892).

Позднее М. А. Жарковым и др. (1963) в нижнем течении р. Ханды (левый берег р. Киренги) примерно в том же объеме выделена хандинская свита, возраст которой на основании находок *Kuraspis* был определен как верхнекембрийский.

В 1958—1962 гг. палеонтолого-стратиграфические исследования в области развития ордовикских и силурийских отложений амфитеатра проводила Л. В. Огиенко, давшая анализ распространения фауны в различ-

ных горизонтах ордовика; она пришла к выводу о наличии на р. Ангаре в районе с. Падун аналогов волгинского горизонта О. Н. Андреевой и об отсутствии на р. Чуне отложений среднего ордовика. Толща пород, считавшаяся ранее на р. Чуне аналогом мамырской свиты, имеет, по ее мнению, нижнеордовикский возраст. Л. В. Огиенко предложила поднять нижнюю границу чуньского яруса в пределах амфитеатра до кровли усть-кутской свиты.

В 1960 г. вышла из печати работа Г. Г. Лебеда, М. М. Одинцова и А. П. Труфановой (1960), в которой проводится сопоставление разрезов ордовика и силура центральной части амфитеатра с его северными и западными районами. Отложения топорокской и баероновской свит в этой работе отнесены к девону; комплекс отложений на р. Чуне от кровли ийской свиты до братской описан в качестве мамырской свиты и расчленен на две подсвиты; подробно описаны отложения ийской свиты, в состав которой авторами включен и нижнеинтейский горизонт. Бирюсинская свита Присяяня сопоставляется с братской свитой центральных районов амфитеатра.

В опубликованной в том же году статье Г. Г. Лебеда (1960) сопоставление разрезов ордовика рек Чуны и Бирюсы аналогично сопоставлению в работе (Лебедь, Одинцова, Труфанова, 1960). В бассейне р. Лены аналоги ийской свиты, по данным Г. Г. Лебеда, отсутствуют. В отложениях кривоуцкой свиты р. Лены выделяются три пачки, называемые (снизу вверх) волгинской, чечеткинской и балашовской, соответствующие в общем волгинскому, киренскому и кудринскому горизонтам О. Н. Андреевой. Пестроцветный горизонт И. И. Катушенка включен в состав усть-кутской свиты.

В 1956—1957 гг. изучением литологии ордовикских отложений Иркутского амфитеатра занималась А. К. Крылова (1958). Она пришла к выводу, что при корреляции ордовикских отложений могут быть использованы результаты количественного спектрального и иммерсионного минералогического анализов.

Некоторые вопросы литологии и палеогеографии ордовикских (нижнесилурийских) отложений освещаются в работе В. П. Маслова (1954), который специально останавливался на происхождении цвета пород; красный цвет отложений он считает первичным, зеленый цвет пятен и некоторых прослоек и линз — вторичным, связанным с восстановлением трехвалентного железа в двухвалентное в результате действия серноокислых солей при выветривании пирита. В. П. Маслов высказывает предположение об эоловой транспортировке материала ордовикских отложений.

В 1954 г. М. М. Одинцовым опубликованы палеогеографические схемы Иркутского амфитеатра для верхнего кембрия и нижнего силура (ордовика). Им составлены палеогеографические карты для усть-кутского, мамырского и братского веков. В отложениях усть-кутского века выделены фации: прибрежная с конгломератами песчаников, водорослевых рифовых известняков; в отложениях мамырского века выделены фосфоритоносная, песчаниковая и прибрежная фации. Общая фациальная схема отложений осадков мамырской и усть-кутской свит вполне правильна. Менее точна схема братского века, где в западной части амфитеатра выделена фация известняков, действительный возраст которых, как установлено в настоящее время, девонский, и на этом основании сделан вывод, что наиболее глубоководная часть бассейна в братском веке занимала западную часть амфитеатра. Источником питания бассейна терригенным материалом М. М. Одинцов считает область современного Саянского и Байкальского нагорий.

Несколько позднее О. И. Никифоровой (1955) составлена для всей

Сибирской платформы серия палеогеографических схематических карт, отвечающих выделяемым в ордовике и силуре ярусам.

Фосфоритоносность ордовикских отложений Иркутского амфитеатра начала изучаться еще в 40-е годы. В 1939—1941 гг. эти работы велись геологами К. С. Андриановым, Н. А. Красильниковой. Уже в начальный период исследований установлена приуроченность фосфоритов к определенному стратиграфическому горизонту (в современной трактовке к среднему ордовика) и выделены перспективные участки в бассейнах рек Лены, Илама, Ангары. Позднее фосфориты изучались сотрудниками Иркутского геологического управления (М. Ф. Каршиной, Л. П. Нечаевой и Л. С. Моисеевым) и центральных организаций — ГИГХСа, ВСЕГЕИ.

В 1955—1956 гг. изучение литологии и фации ордовикских отложений Иркутского амфитеатра с точки зрения их фосфоритоносности проводилось сотрудниками ВСЕГЕИ — В. Н. Доминиковским и В. Л. Либровичем. Эти работы явились значительным шагом в изучении литологии амфитеатра, особенно его центральной части. Наряду с фосфоритоносными отложениями среднего ордовика, авторами в равной степени изучались отложения нижнего и верхнего ордовика (Доминиковский и Либрович, 1957_{1,2}, 1959_{1,2}; Либрович, 1957_{1,2}, 1960).

В. Н. Доминиковским и В. Л. Либровичем (1957₁) среди фосфатоносных отложений амфитеатра выделяются лингуловые ракушники, детритусово-зернистые фосфориты, оолитовые фосфатно-железистые породы. Наиболее перспективны в практическом отношении, по мнению авторов, — ракушниковые фосфориты в междуречье Ока — Ия. В отложениях ордовика В. Н. Доминиковским и В. Л. Либровичем (1959₁) выделены четыре формации. Нижняя песчано-карбонатная (отвечает по объему нашей усть-кутской свите) подразделена на две субформации: песчано-доломитовую, характерную для района рек Лены и Илама, и песчано-известковую, развитую в краевых частях амфитеатра. Выше следуют красноватая кластогенная формация, отвечающая чуньскому ярусу, сероцветная кластогенная фосфоритоносная формация (криволучский и мангазейский ярусы) и красноватая кластогенная формация долборского яруса. В. Л. Либрович (1960) возражает против выдвинутого В. П. Масловым предположения об эоловом происхождении красноватых ордовика Иркутского амфитеатра. Подробно описана В. Л. Либровичем петрография слагающих ордовикскую толщу пород.

В. Н. Доминиковским и В. Л. Либровичем были составлены схематические карты фаций, изучено распределение редких и рассеянных элементов, приведены соображения о характере цикличности ордовикской толщи.

Касаясь проводимого в работах авторов сопоставления разрезов, необходимо отметить неточную, с нашей точки зрения, увязку отдельных горизонтов, а в ряде случаев и свит. Так, В. Н. Доминиковский и В. Л. Либрович сопоставляют отложения среднего ордовика р. Ангары с нижним ордовиком р. Чуны, нижнеордовикские породы (большеокинскую толщу) р. Ангары — с низами криволучского яруса р. Лены и т. д. Нельзя согласиться с выводом об отсутствии перерывов в ордовикской толще.

Несколько позже схематические палеофациальные карты для ордовика Сибирской платформы были составлены Н. А. Красильниковой и А. И. Смирновым (1962).

В течение ряда лет изучением стратиграфии и литологии ордовикских отложений амфитеатра плодотворно занимались В. С. Карпышев и Г. Г. Лебедь, работники треста «Востсибнефтегеология». В. С. Карпышевым в составе нижнего ордовика выделена новая свита, названная им заярской и позже получившая наименование ийской. Им было проведено детальное

сопоставление разреза ордовика нижнего течения р. Ангары с разрезами центральных районов амфитеатра. Г. Г. Лебедь изучал большинство разрезов ордовика амфитеатра в западной, центральной и отчасти восточной частях до р. Лены включительно. Им дана биостратиграфическая и литологическая характеристика разрезов, проведено их расчленение и сопоставление, составлены фациальные карты для основных стратиграфических подразделений ордовика.

Региональное геологическое изучение Иркутского амфитеатра проводится Иркутским геологическим управлением и трестом «Востсибнефтегеология». В 1957—1959 гг. трестом «Востсибнефтегеология» пробурен ряд колонковых скважин по профилям: Тайшет — Усть-Кут (Б. Б. Осташевский и Л. К. Овченков); Аршан — Братск; р. Уда от с. Солонцы до с. Мироново (А. Н. Золотов); р. Бирюса от с. Талое до с. Бузыканоно (И. Ф. Горбачев) и др. Пробурены также глубокие скважины, вскрывшие ордовикские отложения (Тайшетская, Заярская, Мироновская, Тулунская. Нижнеудинская и др.).

Начиная с 1953 г. здесь проводится государственная геологическая съемка. В этих работах принимает участие большой коллектив геологов: А. Н. Артемьев, М. А. Гладышев, В. С. Гребенников, А. И. Скрипин, Г. А. Кузнецов, М. А. Жарков, В. К. Жданов, В. Л. Каницкий, В. Т. Комаревский, М. Ф. Каршина, С. Ф. Павлов, А. Л. Калиновский, Б. Г. Смолянец, К. П. Куприна, Д. Н. Дилис, В. М. Пономарев, Ю. М. Годунов, Л. Я. Боровиков, Ю. Г. Гилев, К. М. Вайнер, Н. П. Григорьев, Ф. М. Гайнцев, В. С. Порядин и др. Эти работы явились основой современных знаний о геологии ордовикских и силурийских отложений амфитеатра.

Обзор материалов последних лет по ордовикским отложениям восточной части амфитеатра, развитым непосредственно близ Северо-Байкальского нагорья, сделан Л. И. Салопом. Им приводится характеристика разрезов ордовика р. Окунайки (г. Тупица у оз. Дальнего), междуречья Лимпея — Малая Чуя. Разрез нижнего ордовика г. Тупицы (по А. Я. Жидкову) не вполне точен; видимая мощность усть-кутской свиты указывается равной 197 м, в то время как М. П. Лобановым и др. (1964) она определена в 570 м. Л. И. Салопом приводится следующий разрез ордовика в междуречье Лимпея — Малая Чуя (по данным В. К. Головенка):

1. Песчанистые оолитовые известняки палевые, лилово-серые, коричневые с прослоями известковых песчаников и линзами известняковых конгломератов. В породах встречена мелкая вкрапленность галенита, зерна глауконита. Фауна *Finkelburgia* sp. Мощность данной толщи, сопоставляемая с усть-кутской свитой, определена в 150—200 м.

2. Лиловые и вишнево-красные, часто косослоистые песчаники с прослоями и линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов с раковинами *Obolidae*. Мощность около 300—400 м.

3. Светлые белые и розовато-белые кварцевые песчаники с линзами мелкогалечных конгломератов, с косой слоистостью дельтового или морского типа. Мощность около 500 м.

4. Красноцветные тонкослоистые глины и алевролиты видимой мощностью более 50 м. Три последние пачки сопоставляются с суринской свитой.

А. В. Ревякиным, Д. А. Фоминым и другими геологами в верхней части толщи красноцветных песчаников найдены обломки раковин среднеордовикских форм *Atellelasma perigrinum* Andr. (Салоп, 1964). Отсюда, нам представляется, можно сделать вывод по крайней мере о среднеордовикском возрасте вышележащих толщ (от подошвы пачки 3).

Как видно, геологическая изученность ордовикских и силурийских отложений Иркутского амфитеатра достаточно высока. Имеющиеся материалы позволяют уточнить сложившиеся представления об условиях накопления осадков и истории геологического развития амфитеатра в это время.

СТРАТИГРАФИЯ ОРДОВИКА И СИЛУРА ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

В качестве стратиграфической схемы для отложений ордовика и силура Иркутского амфитеатра принимается унифицированная схема, разработанная для Сибирской платформы О. И. Никифоровой. В пределах амфитеатра развиты отложения всех ярусов, выделенных для ордовика платформы: усть-кутского, чуньского, криволуцкого, мангезейского и долборского; силурийские отложения по возрасту не выходят за пределы лландоверийского яруса. Границы между отдельными ярусами проводятся нами в основном так же, как и в большинстве других работ, посвященных стратиграфии ордовика и силура амфитеатра (Андреева, 1959, и др.). Лишь граница между усть-кутским и чуньским ярусами проводится по кровле усть-кутской свиты, а не в ее средней части, как это обычно принимается. Вызвано это тем, что комплекс фауны, характерный для

Схема увязки местных стратиграфических подразделений ордовика и силура по структурно-фациальным зонам

Таблица 1

Система	Отдел	Ярус	Горизонты (По О.Н. Андреевой)	Присяные	Ангаро – Илимский район	Ленский район	Прибайкалье
Ордовикская	Нижний	Лландоверийский		Кежемская свита			
		Долборский		Братская свита			
	Средний	Мангазейский	Баксанский		Макаровская свита	Чертковская свита	Криволуцкая свита
		Криволуцкий	Чертовской				
			Кудринский				
			Киренский				
	Нижний	Чуньский	Вихоревский	Бада – рановская	Мамырская свита	Чертковская свита	Криволуцкая свита
			Баяновский	Ийская свита			
		Усть – кутский					
				Усть – Кутская свита			

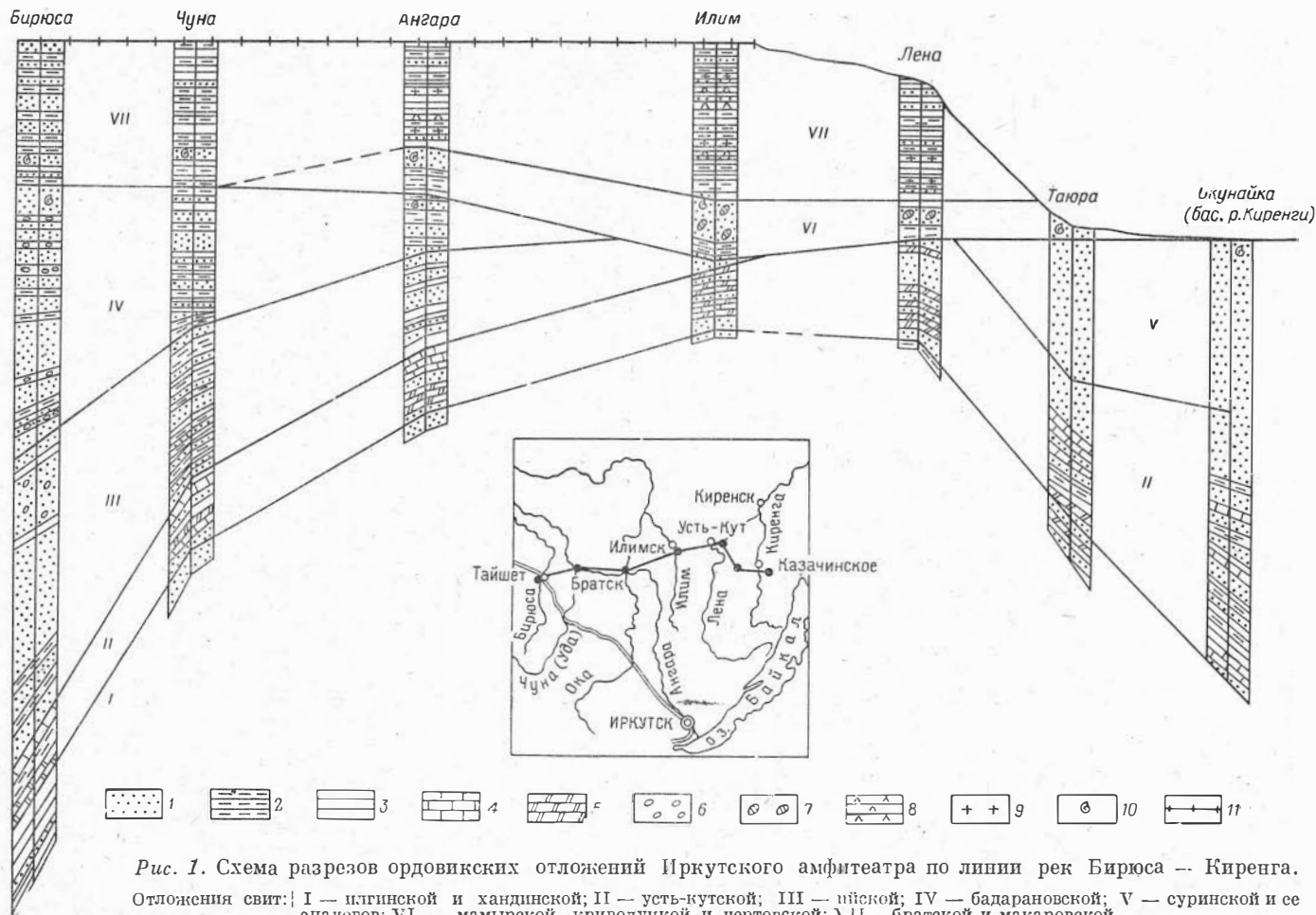


Рис. 1. Схема разрезов ордовикских отложений Иркутского амфитеатра по линии рек Бирюса — Киренга.

Отложения свит: I — ильгинской и хандинской; II — усть-кутской; III — ийской; IV — бадарановской; V — суринской и ее аналогов; VI — мамырской, криволучной и чертовской; VII — братской и макаровской.
1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — известняки; 5 — доломиты; 6 — гальки и конгломераты; 7 — конкреции фосфатные; 8 — гипс; 9 — глиптоморфозы по галиту; 10 — фауна; 11 — горизонтальная линия, соответствующая кровле братской свиты

чуньского яруса (Занин, Огиенко, 1964), наблюдается в ордовикских отложениях амфитеатра стратиграфически выше усть-кутской свиты.

На рис. 1 и табл. 1 приведены корреляционная схема ордовика и силура по основным районам амфитеатра и схема сопоставления разрезов ордовикских отложений.

НИЖНИЙ ОРДОВИК

Усть-кутский ярус

В состав усть-кутского яруса в принимаемой нами трактовке его объема в пределах Иркутского амфитеатра входят полностью отложения усть-кутской свиты. Отложения свиты образуют широкие полосы в бассейнах рек Киренги, Орленги, Таюры, Лены, Илима, Ангара, Оки; хуже обнажена свита в бассейнах рек Чуны и Бирюсы, где разрезы ее вскрыты главным образом скважинами. Усть-кутская свита складывается терригенно-карбонатными зеленоцветными, в меньшей степени красноцветными породами.

Наиболее полный разрез свиты наблюдается в восточной части амфитеатра в Прибайкалье, где мощность ее в три-четыре раза больше, чем в других районах амфитеатра, в связи с чем общую характеристику свиты мы начинаем именно с этого района. Хорошие разрезы свиты наблюдаются здесь по правым притокам Лены — рекам Орленге и Таюре в их верхних течениях.

Разрез усть-кутской свиты в Прибайкалье повсеместно начинается с песчаников, образующих обычно хорошие обнажения и четко отделяющихся от нижележащих красноцветных и пестроцветных пород верхнего кембрия. Нижние слои свиты вскрываются в обнажении на стрелке рек Кислой и Орленги на высоте 200—210 м от уреза воды. Здесь (обн. 401, снизу вверх) выходят:

1. Песчаники светло-серые мелкозернистые плотно сцементированные известковые — 8 м.
2. Известняки оолитовые, строматолитовые и седиментационные, в разной степени доломитистые, с пропластками известковистых песчаников. Состав: кальцит — 73,96—91,88%, доломит — 14,41 — 4,35% 9,60 м. Несколько более высокие слои вскрываются на левом берегу р. Орленги непосредственно выше рч. Сороки (обн. 405).
3. Известняки песчаные, плотные, переходящие в известковые песчаники. Состав: кальцит — 56%, доломит — 4,63% 0,9 м.
4. Известняки доломитовые светло-серые массивные, с редкими прожилками кальцита. Состав: кальцит — 49,17%, доломит — 26,60% 0,70 м.
5. Известняки оолитовые серые. Состав: кальцит — 86,51%, доломит — 1,44% 0,15 м.
6. Известняки строматолитовые серые массивные 0,40 м.
7. Известняки доломитовые темно-серые, переслаивающиеся с частыми маломощными пропластками горизонтальнослоистых алевролитов. Состав: кальцит — 43,44%, доломит — 13,45% 0,25 м.
8. Известняки песчаные с маломощными пропластками тонкочередующихся зеленовато-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников 1,90 м.
9. Песчаники серые с розовым оттенком, известковистые 0,20 м.
10. Мелкозернистые зеленовато-серые песчаники, часто переслаивающиеся с зеленовато-серыми алевролитами 0,10 м.
11. Известняки доломитистые песчаные светло-серые с относительно редкими пропластками зеленовато-серых алевролитов. Состав: кальцит — 41,19%, доломит — 10,52% 0,55 м.
12. Песчаники серые мелкозернистые известковые, в верхней части слоя с оолитами 0,55 м.

13. Известняки строматолитовые серые	3,55 м.
14. Известняки оолитовые доломитистые песчаные. Состав: кальцит — 70,91%, доломит — 5,64%	0,5 м.

Описанные отложения нижней части усть-кутской свиты выделяются под названием поворотной пачки. Ее низы, как видно из приведенного разреза, слагаются песчаниками, а более верхние горизонты — известняками.

Для верхов пачки характерно наличие прослоев зеленовато-серых алевролитов, получающих максимальное развитие в лежащей выше кислинской пачке.

Карбонатные породы поворотной пачки нередко содержат в Прибайкалье вкрапленность галенита. В известняках на р. Орленге нами были встречены остатки гастропод *Tropidodiscus* sp.

В песчаниках и известняках нижней части усть-кутской свиты на р. Киренге в 12 км выше дер. Ханда и по р. Ханде в 15 км выше устья М. А. Жарковым и др. (1963) были собраны следующие фаунистические остатки: *Obolus* sp., *Finkelburgia* sp., *Palaeacmaea* sp., *Plethopeltides* sp., *Dicelatocephalina* sp., определенные Л. В. Огиенко.

На р. Таюре нижняя часть поворотной пачки не наблюдалась. Верх пачки, вскрывающиеся в ряде обнажений, по составу несколько отличны от соответствующей части разреза р. Орленги — здесь появляются доломиты. В правом борту долины р. Таюры, в 6 км ниже пос. Аикта, в 30 км выше уреза воды залегают (обн. 441, снизу вверх):

1. Доломиты песчаные серые косо- и горизонтальнослоистые	0,50 м.
2. Доломиты известковые песчанистые с редкими зернами глауконита. Состав: кальцит — 21,47%, доломит — 61,57%	1,90 м.
3. Известняки темно-зеленовато-серые массивные с редкими стилолитовыми пучками	1,20 м.
4. Известняки оолитовые серые песчанистые. Состав: кальцит — 92,18%, доломит — 1,53%	0,40 м.
5. Песчаники глинисто-алевритовые известковые.	

На песчано-карбонатных породах поворотной пачки залегают песчано-глинистые отложения кислинской пачки. Послойной характеристики этой пачки мы не имеем, поскольку хороших обнажений ее породы не дают из-за преимущественно глинистого состава.

Пачка слагается малоомощными чередующимися слоями мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов. Мощности слоев отдельных разновидностей пород обычно колеблются в пределах нескольких сантиметров, редко достигая величины десятков сантиметров. Породы пачки исключительно монотонны. Для всех разновидностей характерна высокая карбонатность, превышающая нередко 40%. Характерна также повышенная слюдистость. Мощность пачки на р. Орленге достигает 170 м. На северо-запад в направлении к центральной части амфитеатра мощность пачки быстро уменьшается, и уже на р. Таюре она не превышает 30—35 м.

Карбонатный материал в составе пород кислинской пачки преимущественно известковый, хотя иногда в цементе доломит над кальцитом все же преобладает.

Залегающие выше красноцветные алевролиты, песчаники и прерывающие их известняки выделяются под общим названием сорокинской пачки (по рч. Сороке, левому притоку р. Орленги), которая является хорошим маркирующим горизонтом на значительной территории амфитеатра. Нижняя часть пачки слагается песчаниками известковыми розовато-серыми, мелкозернистыми, содержащими до 46,32% кальцита при почти полном отсутствии доломита. Верхняя часть пачки представлена

красно-бурыми с лиловым оттенком песчанистыми оолитовыми известняками с интенсивно развитыми стилолитами. Содержание кальцита в породе достигает 86 % и более при 2—3 % доломита. В направлении к краевым частям амфитеатра известняки постепенно замещаются песчаниками. Мощность сорокинской пачки на р. Орленге равна 40—45 м.

Отложения пачки содержат большое количество раковин колпачковых гастропод *Palaeastaea* sp.; известняки нередко переполнены ими. Остатки раковин окрашены, как правило, в черный цвет.

На р. Таюре в ряде обнажений правого берега вскрываются как верхняя, так и нижняя части пачки.

Одно из обнажений низов пачки расположено в 5 км ниже устья р. Бильбы. На высоте 70 м от уреза воды вскрываются (обн. 421, снизу вверх):

1. Песчаники мелкозернистые, известковые розовые, весьма плотно сцементированные, средне- и толсто плитчатые, слабослюдистые, высококарбонатные. Содержание кальцита — 1,16 %, доломита — 1,25% 3,8 м.
2. Плоскогалечный конгломерат, в котором гальки розовых мелкозернистых песчаников сцементированы розовым и зеленовато-серым песчаным материалом. Размер галек по длинной оси достигает 6 см. В цементе песчаников наблюдаются отпечатки колпачковых гастропод 0,10 м.
3. Алевриты мелкозернистые известковые, розовато-бурые, плотно сцементированные, со слабо заметной горизонтальной слоистостью. Содержание кальцита — 42,51% 0,80 м.
4. Алевриты мелкозернистые известковистые, зеленовато-серые, с линзочками и галечками красно-бурых аргиллитов, с трещинами усыхания. Содержание кальцита — 31,74 %, доломита — 4,44% 1,8 м.

Несколько выше слоя четвертого шурфом вскрыты уже красновато-лиловые оолитовые известняки с обильной фауной колпачковых гастропод. В коренном залегании породы этой части разреза наблюдаются на правом берегу р. Таюры, в 6 км выше пос. Аикта, где на высоте 100 м от уреза воды обнажаются (обн. 438, снизу вверх):

1. Известняки розовато-красные с пропластками песчаников зеленого цвета 0,35 м.
2. Известняки лилово-бурые, массивные, с редкими линзами аргиллита, с большим количеством колпачковых гастропод. Состав: кальцит — 89,20%, доломит — 2,14% 0,30 м.
3. Известняки розовато-зеленовато-серые, с большим количеством колпачковых гастропод. Состав: кальцит — 78,98%, доломит — 3,23% 0,45 м.
4. Известняки лилово-бурые, близкие к описанным в слое втором 0,30 м.

Мощность сорокинской пачки на р. Таюре не превышает 30 м. Залегающие выше тонкопереслаивающиеся известковые алевриты, аргиллиты и песчаники, вскрытые на р. Орленге только шурфами, выделяются под названием сухинской пачки. По составу породы сухинской и кислинской пачек весьма близки. Мощность сухинской пачки на р. Орленге равна 90 м.

Верхние горизонты усть-кутской свиты на р. Орленге обнажаются очень слабо; значительно лучше обнажены они на р. Таюре, где выделяются под названием бильбинской пачки. Нижняя часть пачки складывается здесь песчаниками, средняя — известняками и верхняя — вновь песчаниками.

Песчаники нижней части бильбинской пачки в Прибайкалье, как и в ряде других районов амфитеатра, по мощности незначительны. Коренные выходы их наблюдаются на правом берегу р. Таюры, в 6 км выше пос. Аикта, на высоте 120 м от уреза воды. Общая мощность песчаников не превышает 10 м.

Залегающие выше известняки обнажаются на правом берегу р. Таюры, в 5 км ниже устья р. Бильбы (обн. 439). Здесь в интервале 110—135 м от уреза воды наблюдаются выходы строматолитовых известняков

серого, темно- и зеленовато-серого цвета, с небольшой примесью песчаного материала; в известняках нередко встречаются включения глауконита. Обычно зерна глауконита разрознены и немногочисленны, и лишь при повышенной песчанистости известняков в них повышается и содержание глауконита. В одном случае в 4 м от подошвы обнажения среди известняков наблюдается пропласток серых песчаников, также содержащих глауконит. Состав известняков: кальцит — 60,49 — 87,96%, доломит — 15,71 — 0,78%.

Мощность известняков определяется на р. Таюре в 25—30 м. Известняки содержат остатки брахиопод *Finkelburgia* cf. *bellatula* Ulr. et Соор. хорошей сохранности. Верхняя часть бильбинской пачки в бассейне р. Таюры слагается песчаниками зеленовато- и розовато-серыми до розово-бурых, обнажающимися весьма редко; мощность их на Таюре 90 м.

Мощность бильбинской пачки на р. Таюре — 135 м, на р. Орленге — 165 м.

Полная мощность усть-кутской свиты в верхнем течении р. Орленги достигает 470—490 м.

Дадим краткую характеристику отложений свиты в Северо-Западном Прибайкалье. В бассейне р. Окунайки у оз. Дальнего усть-кутская свита, по данным М. П. Лобанова, М. А. Сендерова, Л. М. Дашкевич (1964), имеет мощность 550—570 м и слагается известняками, алевролитами, песчаниками. В бассейне р. Малой Чуи неполная мощность усть-кутской свиты определена О. В. Переваловым в 350 м. По данным М. А. Жаркова и Г. А. Кузнецова (1964) полная мощность свиты приближается здесь к 600 м. Значительное место в составе свиты в этом районе занимают известняки.

В разрезе р. Лимпей усть-кутская свита, по данным Д. П. Фомина, Л. В. Ревякина и других исследователей, подразделяется на две части:

1. Известняки, известковистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели с фауной *Scenella affinis* Ulr. et Sc., *Proplina* sp., *Palaeasmaea* sp., *Finkelburgia ponderosa* Andr. Мощность 250 м.

2. Песчаники известковистые, известняки оолитовые и битуминозные, фауна *Scenella* sp. Мощность 170—190 м.

В западной части амфитеатра состав усть-кутской свиты несколько иной. Ниже приводится разрез свиты по скважине 6, пробуренной в районе г. Нижнеудинска. Здесь (снизу вверх) вскрыты:

1. Песчаники светло- и зеленовато-серые, в низах в отдельных прослоях красные, с включениями гравийных зерен размером до 2—3 мм, а также сульфидов и глауконита, с редкими прослоями доломитов 39,1 м.

2. Алевролиты и аргиллиты пепельно-серые, изредка с бурым оттенком, тонкослоистые, переслаивающиеся с мелко- и среднезернистыми светло-серыми песчаниками, иногда содержащими глауконит 25,9 м.

3. Песчаники мелко- и среднезернистые до крупнозернистых, слюистые, известковые, с подчиненными пропластками зеленовато-серых алевролитов мощностью до 10 см 3,6 м.

4. Алевролиты серые, чередующиеся с мелко-, реже среднезернистыми песчаниками. В двух прослоях мощностью 0,10 и 0,30 м 22,3 м.

5. Песчаники от мелко- до крупнозернистые, с подчиненными прослоями пепельно-серыми, известковыми с резко подчиненными прослоями глауконита мощностью до 0,40 м. В песчаниках, особенно в низах, отсутствует глауконит. Встречен один прослой оолитовый 0,15 м.

6. Песчаники мелко- и среднезернистые, с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов, встречаются отдельные прослои известковистых песчаников 14,1 м.

7. Алевролиты серые мелкозернистые, с подчиненными прослоями известковистых песчаников 19,0 м.

8. Алевролиты серые мелкозернистые, с подчиненными прослоями известковистых песчаников 6,0 м.

Общая мощность свиты — 130,1 м.

В более северных районах Присяяны (район г. Тайшета) доломиты, как и на р. Чуне в районе г. Нижнеудинска, характерны лишь для нижней части свиты. Карбонатные породы в верхах свиты на р. Бирюсе представлены известняками, хотя цемент песчаников здесь сохраняется доломитовый (скв. 5 в районе с. Шелехово).

Скважина 18 в нижнем течении р. Оки в районе г. Братска вскрыла несколько иной разрез усть-кутской свиты (снизу вверх):

1. Песчаники доломитовые, зеленовато-серые, разнотельные от средне- до крупнотельных с включениями гравийных зерен кварца размером до 3 мм. В верхах появляются тонкие прослои водорослевых доломитов. Состав цемента песчаников: кальцит — 1,82%, доломит — 36,95% 13,55 м.

2. Доломиты строматолитовые, темно-серые, с гнездами гипса размером до 2 см, с редкими прослоями песчаного доломита, содержащего большое количество глауконита, а также с прослоями песчаника с включениями оолитов. Состав доломитов: кальцит — 7,98%, доломит — 63,03% 6,65 м.

3. Аргиллиты доломитовые зеленовато-серого цвета, с прослоями водорослевых известковых доломитов (кальцит — 30,14%, доломит — 59,86%) и мелко- и среднетельных песчаников. В некоторых прослоях песчаных доломитов наблюдаются включения глауконита. В доломитах нередко гнезда гипса размером до 3 см, прослойки гипса мощностью до 5 мм. Содержание доломита в аргиллитах достигает 42—43% 21,15 м.

4. Алевриты и аргиллиты красно-бурого и зеленого цветов, чередующиеся с маломощными пропластками глинистых песчаников и доломитов.

В верхней части залегают песчаники карбонатные от розового до красно-бурого цветов с прослоями красно-бурых карбонатных алевритов и аргиллитов, а также зеленовато-серых гнезд гипса 27,7 м.

5. Песчаники зеленовато- и розовато-серые, известковые, мелко- и среднетельные, неслоистые, с линзами красно-бурых известковистых аргиллитов. . . 1,35 м.

6. Известняки оолитовые и водорослевые, зеленовато-серые, розовато-серые и красно-бурые, местами с примесью глауконита, с большим количеством стилолитов; наблюдаются редкие прослои красно-бурых аргиллитов; известняки содержат небольшую примесь терригенного материала (как правило, нерастворимый остаток не превышает 3—6%), а также некоторое количество доломита. Содержание MgO в 5%-ной солянокислой вытяжке колеблется обычно в пределах 1,5—4% и возрастает с увеличением содержания обломочного материала; так, в одном из прослоев известкового аргиллита содержание MgO составляет 8,76% при 51,96% нерастворимого остатка и 12,18% CaO, т. е. карбонатный материал здесь доломитовый. Почти чистым доломитом сложен один из прослоев в средней части карбонатной пачки 34,90 м.

Общая мощность свиты по разрезу — 105,3 м. В направлении от г. Братска на юго-запад пачка известняков, залегающих в верхней части свиты, замещается алевритами и аргиллитами, причем замещение это идет от верхних слоев пачки вниз.

В отложениях усть-кутской свиты западных районов Иркутского амфитеатра найдены гастроподы *Scenella affinis* Ulr. et Sc., *S. compressa* Ulr. et Sc., брахиоподы *Syntrophopsis arkansaensis* Ulr. et Coop., *Finkelburgia bellatula* Ulr. et Coop., трилобиты *Protopliomerops* sp., *Glaphurus* sp. и др.

Наибольшую известную нам мощность в западной части амфитеатра усть-кутская свита имеет по Абанской опорной скважине; В. С. Карпышевым она выделяется в интервале 1505—1768 м. В нижнем течении р. Бирюсы, близ устья рч. Подъеланки, мощность свиты определена М. А. Жарковым в 283 м.

В центральной части амфитеатра в бассейне р. Илима состав усть-кутской свиты песчано-доломитовый с прослоями внутриформационных конгломератов; мощность свиты здесь достигает —140 м.

В бассейне р. Лены на участке от г. Усть-Киренска свита была детально описана Г. Г. Лебедем (1966) — она здесь доломитами, песчаниками, алевритами, арг-

В северных районах амфитеатра, в верховьях р. Подкаменной Тунгуски, по данным А. А. Высоцкого, состав усть-кутской свиты известково-доломитовый, мощность ее здесь изменяется от 30 м до нуля.

В нижнем течении р. Ангары в районе Ковинской антиклинали усть-кутская свита, по данным В. С. Карпышева, сложена преимущественно терригенными породами; мощность свиты колеблется в пределах 186—196 м.

Отложения усть-кутской свиты в общей схеме могут быть разбиты на три макроритма, выраженные наиболее четко в бассейнах рек Орленги и Таюры, каждый из которых, в свою очередь, подразделяется на три элемента — нижнюю терригенную часть, среднюю карбонатную, или карбонатно-терригенную, и верхнюю, вновь терригенную. Верхняя терригенная пачка обычно менее грубозернистая, чем нижняя, с которой начинается ритм.

Ниже приводится схема строения свиты в восточной части амфитеатра в пределах Орленгского хребта (табл. 2).

Таблица 2

Схема строения усть-кутской свиты в пределах Орленгского хребта

Макро-ритмы	Элементы макроритмов	р. Орленга		р. Таюра	
III	3	Бильбинская пачка		Бильбин-ская пачка	Верхняя подпачка
	2				Средняя подпачка
	1				Нижняя подпачка
II	3	Сухинская пачка			
	2	Сорокин-ская пачка	Верхняя подпачка	Сорокин-ская пачка	Верхняя подпачка
	1		Нижняя подпачка		Нижняя подпачка
I	3	Кислинская пачка			
	2	Поворот-ная пачка	Верхняя подпачка	Поворот-ная пачка	Верхняя подпачка
	1		Нижняя подпачка		Нижняя подпачка

Примеры ритмичности терригенно-карбонатных толщ, аналогичные описанной для усть-кутской свиты, наблюдаются и в других районах. Подобная ритмичность отмечается В. Г. Халымбаджой (1959) в среднем карбоне Татарии, Б. Я. Полонской (1962) в отложениях девона Куйбышевского Заволжья, где начала ритмов слагаются обломочными породами, средние части карбонатными и верхние — глинисто-алевролитовыми.

Не все элементы выделяемых макроритмов выдерживаются в различных областях амфитеатра, однако некоторые из них прослеживаются в удаленных друг от друга районах. Почти повсеместно находит своих аналогов поворотная пачка, сложенная в нижней части песчаными породами, а в верхней — карбонатными или терригенно-карбонатными.

На р. Ангаре она коррелируется с ниже- и верхнегорячинской пачками Г. Г. Лебеда (1960; см. пачки 1 и 2 разреза свиты у г. Братска), на р. Лене — с песчаниковой кокуйской и карбонатной пролетарской пачками Г. Г. Лебеда (там же), в северо-западном Прибайкалье в бассейне р. Окунай-ки аналоги поворотной пачки хорошо узнаются в нижней части нижней подсвиты усть-кутской свиты (Лобанов и др., 1964). Кислинская пачка, сложенная чередующимися сероцветными песчаниками, алевролитами и в меньшей степени карбонатами, также хорошо прослеживается во многих разрезах. Аналоги данных пород описаны в пачке 3 разреза свиты в районе г. Братска на р. Ангаре; на р. Лене они выделены Г. Г. Лебедем (1960) в основании средне-усть-кутской подсвиты в виде пачки тонкочередующихся аргиллитов и доломитов преимущественно голубовато-серого цвета.

Аналоги сорокинской пачки, сложенной в Орленгском хребте лиловыми и красно-бурыми песчаниками и оолитовыми известняками, хорошо узнаются в различных разрезах амфитеатра, хотя состав их может существенно меняться. Наиболее выдержана пачка в Прибайкалье. В бассейне р. Окунайки состав пачки такой же, как и в Орленгском хребте, но характеризуется преобладанием песчаников; М. П. Лобанов и др. (1964) помещают розовато-серые и лиловые песчаники и оолитовые известняки данной пачки в низы верхней подсвиты усть-кутской свиты.

На р. Ангаре в районе г. Братска аналоги сорокинской пачки описаны в слое 4 приведенного выше разреза, где они представлены преимущественно терригенными пестроцветными породами. В основании сорокинской пачки в различных местах встречаются внутриформационные конгломераты. Аналоги сухинской пачки, четко выраженной в бассейне р. Орленги, в других районах не выделяются, сливаясь с вышележащими породами.

Бильбинская пачка, слагающая третий макроритм в составе усть-кутской свиты, имеет в стратотипе то же строение, что и нижние макроритмы; верхняя и нижняя части пачки терригенные и средняя — карбонатная. Однако во многих других районах Иркутского амфитеатра отдельные элементы макроритма выделены быть не могут. Наименее четко выражена ритмичность в северных районах амфитеатра, максимально отстоящих от основных областей питания.

Чуньский ярус

Отложения чуньского яруса в пределах Иркутского амфитеатра сложены толщей красноцветных и сероцветных пород большой мощности. До недавнего времени к чуньскому ярусу относились в основном отложения ийской свиты. Л. В. Огиенко в 1960 г. было высказано мнение, что к чуньскому ярусу на р. Чуне (Уде) должны относиться также отложения, залегающие выше ийской свиты и выделявшиеся здесь ранее (Лебедь и др., 1960) в составе среднего ордовика. Нижнеордовикский возраст имеют и отложения бирюсинской свиты р. Бирюсы обнажающиеся выше г. Тайшета.

Комплекс пород, залегающий выше отложений ийской свиты и датируемый ранее как среднеордовикский, а на р. Бирюсе — частично даже как верхнеордовикский, в настоящее время охарактеризован фауной чуньского яруса, отвечающей вихоревскому горизонту О. Н. Андреевой. Автором совместно с Л. В. Огиенко эти отложения выделены в самостоятельную бадарановскую свиту.

В Северном Прибайкалье на правом берегу р. Киренги (р. Окунайка) в 1960 г. геологами Иркутского геологического управления А. Н. Артемьевым, Ю. П. Цыпуковым, Л. М. Дашкевич, М. А. Сендеровым и другими был установлен нижнеордовикский возраст отложений, относимых ранее к кембрию. В составе чуньского яруса здесь выделены суринская и нарьягнинская свиты.

Нашими работами в 1961 г. в Лено-Киренгском междуречье выяснено, что отложения, выделяемые здесь в качестве аналогов криволуцкой свиты р. Лены (Фролова, 1955), имеют нижнеордовикский возраст и должны сопоставляться с ийской и, возможно, бадарановской свитами западных районов амфитеатра и с нижней частью суринской свиты Прибайкалья.

Отложения чуньского яруса залегают на породах усть-кутского яруса без размыва, хотя литологическая граница между ними в большинстве случаев четкая. Размывов в восточной части амфитеатра внутри отложений чуньского яруса нет; в западной же части в ряде районов отчетливо наблюдается несогласное залегание пород бадарановской свиты на ийской. Максимальные мощности отложений чуньского яруса приурочены к краевым частям амфитеатра, минимальные — к центральной зоне, где в северном направлении отложения чуньского яруса выпадают из разреза. Уменьшение мощности пород связано, с одной стороны, с меньшими мощностями отлагавшихся осадков, с другой — с размывом, имевшим место в досреднеордовикское время. При этом размывами оказались породы не только чуньского, но в ряде случаев и верхов усть-кутского яруса.

Характеристику отложений чуньского яруса начнем с западной части амфитеатра. Описание их дается по нашей с Л. В. Огиенко работе (Занин, Огиенко, 1964). Полные разрезы вскрываются в обнажениях и скважинами колонкового и глубокого бурения в бассейнах рек Бирюсы, Чуны, Ангары.

И й с к а я с в и т а слагается пестроцветными песчано-глинистыми породами с исключительно редкими прослоями известняков. Наиболее полно отложения свиты развиты в Чуно-Бирюсинском районе, где мощность их достигает 500—530 м. В направлении с запада на восток и северо-восток мощность свиты быстро уменьшается, и в средней части Илимо-Ленского междуречья и нижнем течении р. Илима отложения свиты из разреза выпадают. Приведем характеристику ийской свиты по р. Чуне, где она вскрывается в обнажениях на участке с. Солонцы — с. Казачья Бадарановка, а также целым рядом скважин колонкового бурения. Свита четко подразделяется здесь на четыре пачки.

Первая (снизу) пачка сложена красно-бурыми, изредка зеленовато-серыми алевролитами, часто тонкозернистыми, близкими к аргиллитам, слюдистыми, тонкоплитчатыми; для красно-бурых разновидностей в средней части пачки характерно наличие большого количества округлых пятен зеленовато-серого цвета размером до 2—3 см. Среди алевролитов наблюдаются пропластки мелкозернистых, а в нижней части и крупнозернистых песчаников зеленовато-серого и красно-бурого цветов. В верхней части пачки породы становятся более грубыми, в них встречаются зерна кварца размером до 0,5 мм.

Вторая пачка сложается песчаниками от мелко- до крупнозернистых красно-бурого и зеленовато-серого цветов, глинисто-известковыми, переслаивающимися с алевролитами. Лучшие обнажения пачки по р. Чуне находятся на левом берегу ее, выше и ниже устья р. Челоты.

Третья пачка сложается, как и первая, алевролитами бурыми и зеленовато-серыми, обычно песчанистыми, переходящими вверх по разре-

зу в мелко- и среднезернистые песчаники. Пачка обнажается в левом береговом склоне р. Чуны ниже дер. Абалаково. Мощность пачки колеблется в пределах 110—130 м.

Четвертая пачка прослеживается в ряде хороших обнажений как на левом, так и на правом берегах р. Чуны. Наиболее крупные обнажения наблюдаются в устье р. Пичугиной, а также в горе Вознесенской у г. Нижнеудинска и в других местах. На горе Вознесенской пачка слагается песчаниками желтовато-серыми, существенно кварцевыми, грубозернистыми, переходящими местами в конгломерат с галечкой кварца размером до 3 см. Наблюдаются пропластки алевролитов мощностью до 30 см, а также песчаных известняков мощностью до 5 см. Мощность пачки в районе г. Нижнеудинска превышает 150 м. К северу по направлению к центральным частям амфитеатра гравелиты и конгломераты быстро исчезают, мощности слоев крупнозернистых песчаников, как и всей пачки в целом, уменьшаются.

Общая максимальная мощность ийской свиты в разрезе р. Чуны достигает 450—500 м.

В бассейне р. Бирюсы ийская свита сложена песчаниками от мелко- до грубозернистых, часто разнозернистыми красно-бурого, зеленовато- и розовато-серого цвета и подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов. Мощность ее здесь достигает 530 м. В присаянской части в составе свиты значительное место занимают пропластки конгломератов, количество и мощность которых в направлении на восток и северо-восток быстро уменьшаются. Наиболее низкие горизонты ийской свиты хороших обнажений, по-видимому, не дают и вскрыты лишь горными выработками и буровыми скважинами (В. Т. Комаревский и др., И. Ф. Горбачев). Средняя и верхняя части ийской свиты этого района, сопоставляющиеся нами с третьей и четвертой пачками р. Чуны, прослеживаются в ряде обнажений на правом берегу р. Бирюсы, ниже с. Шелехово. Они соответствуют низам бирюсинского горизонта М. М. Одинцова.

К востоку от р. Чуны граница ийской свиты с вышележащими слоями довольно четкая, что объясняется размывом верхних горизонтов свиты. На р. Ангаре в районе г. Братска мощность свиты составляет лишь 150 м, на р. Илеме в районе Коршуновского железорудного месторождения — 11 м, а в Илим-Ленском междуречье свита из разреза полностью выпадает. На р. Бирюсе переход от ийской свиты к вышележащей бадарановской постепенный, что затрудняет проведение границы между этими свитами и свидетельствует о возможном отсутствии здесь размыва ийской свиты (по крайней мере на части площади).

В отложениях ийской свиты выделяются два крупных ритма регрессивного ряда, нижние части которых отвечают первой и третьей пачкам свиты, и верхние — второй и четвертой пачкам.

Б а д а р а н о в с к а я с в и т а выделена автором совместно с Л. В. Огиенко в 1960 г. Ранее эти отложения включались на р. Чуне в состав либо мамырской свиты, либо частично мамырской, частично ийской свит (Лебедь, 1960, и др.).

Бадарановская свита сложена красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами; значительно меньшее развитие имеют сероцветные алевролиты и песчаники; нередко встречаются волноприбойные знаки, трещины усыхания.

За стратотип бадарановской свиты принимается ее разрез на р. Чуне, вскрытый в обнажениях от с. Казачья Бадарановка до с. Баёр. Здесь она представлена тремя пачками, наиболее полно фаунистически охарактеризована и имеет значительную мощность, составляющую 350 м.

Нижняя пачка сложена красно- и сероцветными мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и в небольшой степени аргиллитами. Мощность пачки 160—200 м. Наиболее низкие слои этой пачки можно наблюдать в обнажении на левом берегу р. Чуны в 3 км выше с. Казачья Бадарановка. Они представлены песчаниками желтовато-зеленовато-серыми, средне- и крупнозернистыми с включением зерен гравия размером до 4 мм мощностью 0,8 м.

Выше следуют переслаивающиеся между собой песчаники и алевролиты с многочисленными остатками фауны мощностью 23,10 м. Песчаники от мелко-до крупнозернистых, зеленовато-серые. Алевролиты зеленовато-серые, в низах местами красно-бурые, слюдистые, тонкоплитчатые, с трещинами усыхания. Аналоги данного слоя на р. Чуне ранее (Лебедь, 1960) были выделены под названием мироновских. Для пород характерна довольно богатая фауна, включающая, по сборам и определениям Л. В. Огиенко, такие формы, как брахиоподы *Angarella lopatini* Ass. и *A. sp.*, трилобиты *Hystericurus mirabilis* sp. nov., ракообразные *Tolmachovia concentrica* Kob. и др. (Занин, Огиенко, 1964).

Верхняя часть пачки лишена остатков фауны. Она сложена зеленовато-серыми песчаниками, чередующимися со сравнительно маломощными пропластками красно-бурых и зеленовато-серых алевролитов. Общая мощность нижней пачки бадарановской свиты на р. Чуне достигает 200 м.

Средняя пачка вскрывается на р. Чуне в обнажениях ниже устья рч. Громушки; хорошие обнажения имеются также на р. Катарме (левый приток р. Чуны). Пачка складывается песчаниками светлыми желтовато-серыми среднегрубозернистыми, кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми, слабосцементированными, косослоистыми, с небольшим количеством слюды, с включением гравийных зерен кварца размером до 1 см, среди которых залегают слои мелкозернистых песчаников мощностью до 1,25 м, а также алевролитов зеленовато-и буровато-серого цветов, тонкоплитчатых, слабослюдистых; мощность последних колеблется от долей сантиметра до 20 см. В песчаниках верхней части пачки в обнажении на правом берегу р. Катармы в 4 км от ее устья найдены раковины брахиопод *Angarella* sp. и отпечатки ядер гастропод *Bellerophon* sp. Аналогичная фауна обнаружена в разнотернистых серых песчаниках на правом берегу р. Чуны у с. Баёр. Мощность средней пачки в бассейне р. Чуны достигает 100 м.

Верхняя пачка бадарановской свиты в обнажениях нами не наблюдалась. Судя по керну колонковых скважин, она сложена на р. Чуне пестроцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Песчаники от мелко- до крупнозернистых, серые, сцементированные, с пропластками алевролитов. Алевролиты и аргиллиты бурые с лиловым оттенком и красно-бурые, изредка зеленовато-серые, слабослюдистые, непрочные. Мощные пачки алевролитов и аргиллитов содержат, в свою очередь, пропластки розовых, зеленовато-серых и бурых песчаников. В отложениях верхней пачки в ряде мест встречены раковины брахиопод *Angarella* sp. плохой сохранности. Мощность пачки на р. Чуне равна 50—70 м.

В бассейне р. Бирюсы бадарановская свита развита наиболее полно, но фаунистически охарактеризована весьма слабо. Комплекс отложений, выделяемых на р. Бирюсе в бадарановскую свиту, соответствует средней и верхней частям бирюсинской свиты М. М. Одинцова (1937).

Нижняя пачка в бассейне р. Бирюсы имеет мощность 200 м. Она вскрывается в нижней части обнажения на правом берегу р. Бирюсы против с. Троицкого. Нижняя часть пачки мощностью 42 м складывается песчаниками бурыми и серыми, кварцево-полевошпатовыми, слюдистыми, средне- и крупнозернистыми, изредка грубозернистыми, косослоистыми

с пропластками конгломератов мощностью до 1 м. Часто наблюдаются включения конкреций, а также разрозненных галек. Далее следуют песчаники пятнистые от мелко- до грубозернистых бурого и буровато-лилового цвета, с округлыми зелеными пятнами, чередующиеся с зеленовато-серыми песчаниками и конгломератами мощностью 58 м. Выше залегают также бурые и зеленовато-серые песчаники средне- и крупнозернистые, часто разномзернистые, слюдистые с пропластками конгломератов, с линзами и прослоями алевролитов и аргиллитов. Гальки конгломератов представлены как экзотическими породами (карбонат, кварц, кремень), так и песчаниками, аналогичными породам вмещающей толщи; нередко наблюдаются также гальки аргиллита. Пачка имеет пестроцветный (как и на р. Чуне) облик, но отличается значительной грубозернистостью состава и наличием конгломератов; в отложениях широко развита косая слоистость, часто встречаются конкреции, следы течений, волноприбойные знаки.

Переход от нижней пачки к средней на р. Бирюсе постепенный. Максимальная мощность средней пачки на р. Бирюсе у г. Тайшета по скважинам несколько больше (135 м), чем на р. Чуне (100 м). В бирюсинском разрезе средняя пачка бадарановской свиты сложена песчаниками преимущественно сероцветными, средне- и крупнозернистыми, реже грубозернистыми, с подчиненными прослоями красных (без лилового оттенка) и зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов; в песчаниках местами наблюдается косая слоистость. Красно-бурые песчаники встречаются редко. Представлены они исключительно мелкозернистыми разновидностями, часто слоистыми, сильно слюдистыми по плоскостям напластования. Мощности слоев алевролитов и аргиллитов достигают нескольких десятков сантиметров при суммарной их мощности до 3,5 м. В песчаниках наблюдаются линзочки и галечки зеленых, реже бурых алевролитов. В нижней части породы слабокарбонатны. Красноцветные разновидности пород средней пачки в отличие от нижней представлены в основном алевролитами и аргиллитами; лишь изредка встречаются красно-бурые мелкозернистые песчаники. Средне- и крупнозернистые красно-бурые песчаники, весьма характерные для нижележащих горизонтов, в составе средней пачки отсутствуют почти совершенно. В обнажении на правом берегу р. Бирюсы против с. Троицкого средняя пачка имеет мощность 80 м.

Верхняя пачка бадарановской свиты в бассейне р. Бирюсы характеризуется теми же основными чертами, что и в бассейне р. Чуны, — пестротой состава и цвета, часто лиловым оттенком пород, сходной фауной, но имеет более грубый состав и большую мощность (до 185 м). В обнажении у с. Троицкого нижняя граница верхней пачки проводится по смене характерных для средней пачки массивных сероцветных песчаников вышележащими пестроцветными. Отложения пачки в обнажении подразделяются на две подпачки, нижняя из которых имеет мощность 67 м и верхняя — 27 м. Нижняя подпачка резко отличается от нижележащих пород пестротой окраски, наличием большого количества конгломератов; степень цементации пород здесь более слабая. Входящие в состав подпачки песчаники бурого и зеленовато-серого цвета; от средне- до грубозернистых, с частыми прослоями конгломератов и изредка аргиллитов. Весьма характерным является слой конгломератов мощностью 12 м. Верхняя подпачка складывается песчаниками крупно- и грубозернистыми, местами средне-крупнозернистыми, серовато-желтого, реже светло-серого цвета, с частыми гравийными зернами размером от 2—3 мм, существенно кварцевыми, известковыми, более крупнозернистыми, чем нижележащие слои; часто наблюдаются мелкие линзочки зеленовато-серого аргиллита. В отложениях верхней пачки бадарановской свиты на р. Бирюсе в ряде

скважин колонкового бурения севернее г. Тайшета Л. В. Огиенко встречены остатки брахиопод *Angarella* sp. и гастропод *Bellerophon* sp.

Севернее, в бассейне нижних течений рек Бирюсы и Чуны, красноярские геологи Ф. М. Гайнцев, В. С. Порядин, В. В. Комаров, Е. Г. Гайнцева, В. Г. Пудовкин, Н. П. Григорьев, К. М. Вайнер и другие также пришли к выводу о нижнеордовикском возрасте толщ, относимых здесь ранее к среднему ордовику. Касаясь выделения В. Т. Комаревским в бассейне р. Бирюсы юго-западнее г. Тайшета отложений мамырской свиты, К. М. Вайнер и Н. Н. Иванченко отмечают, что в действительности мамырскую свиту В. Т. Комаревского следует считать бадарановской. Равным образом Ф. М. Гайнцев и Е. Г. Гайнцева считают возможным отнести к чуньскому ярусу отложения, выделяемые С. С. Вастьяновым и В. Г. Халтуринным в районе западнее с. Абан в криволуцкий ярус.

В качестве бадарановской свиты в бассейне нижних течений рек Бирюсы и Чуны работающими здесь геологами принято выделять толщу желто-серых, серых, реже бурых полевошпатово-кварцевых и кварцевых песчаников, обычно косослоистых, чередующихся с подчиненным количеством алевролитов и аргиллитов. Данные отложения отвечают, однако, лишь средней пачке стратотипического разреза бадарановской свиты. Нижняя пачка бадарановской свиты, содержащая во многих местах фауну вихоревского горизонта, включается здесь обычно в состав верхней части ийской свиты. С другой стороны, есть тенденция все пестроцветные породы, залегающие на рассматриваемой территории выше сероцветных песчаников бадарановской свиты, выделять в качестве отложений криволуцкого яруса. В одних случаях такая трактовка разреза представляется совершенно правильной. Так, в бассейне р. Чуны на участке от с. Хая до порога Ворон породы чуньского яруса перекрыты, по данным И. И. Хроменкова и В. Н. Калаева, фосфатоносными песчано-глинистыми отложениями, включающими прослой фосфатоносных детритовых песчаников, фосфоритовых конгломератов и желваков фосфоритов. Полная идентичность данных пород с отложениями криволуцкого яруса не только близлежащих, но и отдаленных районов платформы несомненна. В этом разрезе, как и в более северных, верхняя пестроцветная пачка бадарановской свиты, по-видимому, размыта, с чем отчасти связано и общее уменьшение мощности бадарановской свиты в указанном направлении.

В то же время к юго-западу от рассмотренного разреза на левобережье р. Бирюсы К. М. Вайнером и Н. Н. Иванченко к криволуцкому ярусу отнесена толща пестроцветных песчаников и конгломератов, согласно залегающая на бадарановской свите. Мощность слоев конгломератов, содержащих гальку местных пород, а также кварца, кварцита, халцедона, достигает 4—5 м. Песчаники в составе толщи полевошпатово-кварцевые, в алевролитах полевой шпат превалирует над кварцем. Каких-либо следов фосфатоносности не отмечается. Едва ли есть хотя бы малейшие основания, как видно из приведенной характеристики толщи, относить ее к среднему ордовику. Скорее всего, данные породы должны рассматриваться в качестве аналога верхней пачки стратотипического разреза бадарановской свиты.

В настоящее время в бассейне р. Бирюсы не выявлено отложений, которые по фаунистической характеристике или литологическому составу можно было бы однозначно относить к криволуцкому ярусу.

В бассейне р. Ангары бадарановская свита выделяется в объеме вихоревского горизонта, установленного О. Н. Андреевой (1959).

Суринская свита в Северном Прибайкалье (бассейны рек Кунермы и Окунайки), по данным М. П. Любанова, М. А. Сендерова и Л. М. Дашкевич (1964), может быть разделена на две части. Для нижней, мощностью

350—450 м, характерно преобладание песчаников красно-бурых и лиловых параллельно- и косослоистых, в самых низах с прослоями красно-бурых алевролитов. Структура песчаников меняется от мелкозернистых в основании до грубозернистых, гравелитистых в верхах этой части разреза свиты, где появляются также прослои мелкогалечных конгломератов. В крупнозернистых песчаниках найдены наутилоидеи *Proterocameroceras* sp. Верхняя часть суринской свиты мощностью 180—200 м сложена красно-бурыми и лиловыми алевролитами и аргиллитами с прослоями одинаковых с ними по цвету песчаников.

Нарьягнинская свита, по данным тех же авторов, согласно залегает на породах суринской свиты и сложена пятнистыми красноцветными преимущественно кирпично-красными песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты (видимая) 275—300 м. Верхняя часть суринской свиты и нарьягнинская свита фаунистически не охарактеризованы, к нижнему ордовика относятся в определенной степени условно. Суринская свита, почти не меняя своего облика, протягивается в Прибайкалье на значительное расстояние. В Лено-Киренгском междуречье с нижней подсвитой суринской свиты может быть сопоставлена толща красноцветных розово- и красно-бурых косослоистых кремнисто-кварцевых песчаников мощностью 300—350 м от мелкозернистых в нижней части толщи до грубозернистых в верхах. В самой верхней части разреза толщи на водоразделе рек Орленги и Ханды нами были найдены хорошие отпечатки брахиопод *Angarella* sp. и гастропод *Bellerophon* sp. По-видимому, данные красноцветы, как и нижняя подсвита суринской свиты, отвечают ийской и низам бадарановской свиты.

В бассейне р. Лены О. Н. Андреевой (1959) в качестве аналога отложений, относимых в настоящее время к ийской свите, принимались породы казимировской свиты. Выше уже было сказано, что Г. Г. Лебедь (1960) поставил вопрос о возможности сопоставления казимировской свиты с верхними частями усть-кутской свиты западных районов амфитеатра.

Наибольшую известную нам мощность (1175 м) отложения чуньского яруса имеют по Абанской опорной скважине, где они вскрыты в интервале 330—1505 м.

СРЕДНИЙ ОРДОВИК

Криволуцкий и нижняя часть мангазейского яруса

Отложения среднего ордовика залегают в пределах Иркутского амфитеатра на размытой поверхности нижележащих пород. На р. Ангаре, у г. Братска, они перекрывают отложения бадарановской свиты, в бассейне р. Илама, в районе Коршуновского месторождения, залегают уже на породах ийской свиты и на р. Лене, ниже г. Усть-Кута, — на породах усть-кутской свиты. В бассейне р. Непы, по данным Д. А. Туголесова (1952) и др., средний ордовик залегает непосредственно на верхнем кембрии.

К р и в о л у ц к и й я р у с. Осадочные толщи, относимые к криволуцкому ярусу, широко распространены в Ангари-Ленском междуречье. К востоку от р. Лены и к западу от р. Ангара отложения криволуцкого яруса встречаются на ограниченных площадях и по направлению к краевым частям амфитеатра выклиниваются. В пределах изученных нами районов могут быть выделены три основных типа разрезов криволуцкого яруса: по рекам Лене, Илим и Ангаре.

В бассейне р. Лены отложения криволуцкого яруса вскрываются в ряде точек ниже г. Усть-Кута; полный разрез наблюдается на левом берегу р. Лены в 1 км ниже с. Кривая Лука. Он неоднократно описан в лите-

ратуре (Андреева, 1955; Лебедь, 1960; и др.); в этих же работах приведены полные списки фауны из отложений криволуцкого яруса р. Лены. В связи с этим мы остановимся на них лишь в общих чертах.

Отложения яруса на р. Лене выделяются под названием криволуцкой свиты. На р. Лене у с. Кривая Лука свита достаточно отчетливо подразделяется на три литологические пачки, соответствующие волгинскому, киренскому и кудринскому горизонтам схемы О. Н. Андреевой (1959) или волгинской, чечеткинской и балаховской пачкам Г. Г. Лебеда (1960).

В состав нижней пачки (волгинский горизонт) входят алевролиты глинисто-песчанистые пепельно-зеленовато-серые, слюдистые; алевролиты красно-бурые, переходящие в песчаники, со значительным количеством фауны, с включениями железистых оолитов; песчаники мелкозернистые красно-бурые с железистыми оолитами или лишенные их, с ракушняком, глинисто-слюдистые; песчаники мелкозернистые зеленовато-серые глинистые, ракушняковые известняки, фосфатно-железистые породы. Песчаники и алевролиты образуют слои, мощности которых колеблются от 0,1 до 2,3 м. Преобладающим типом породы являются алевролиты; в меньшем количестве присутствуют песчаники, и в единичных прослоях малой мощности (0,1 м) встречаются ракушняковые известняки. Общая мощность пачки — 15 м. Для волгинского горизонта характерны брахиоподы *Evenkina lenaica* Gir., *Hesperorthis brachiophorus* Coor., трилобиты *Ermanella unyornis* Z. Max., *Homotelus lenaensis* Z. Max. и др. (Андреева, 1955, и др.).

Средняя пачка криволуцкой свиты (киренский горизонт) значительно более выдержана по составу. Она складывается алевролитами темно-зеленовато-серыми песчанистыми и песчаниками темно-пепельно-зеленовато-серыми и зеленовато-серыми глинистыми, переходящими местами в глинисто-песчанистые алевролиты. Для песчаников характерно наличие большого количества крупных овальных конкреций размером до нескольких десятков сантиметров. В отдельных слоях наблюдается также крупная (до 1 м в поперечнике) эллипсовидная отдельность. Породы, как правило, не слоистые. Мощность пачки — 24,75 м. Киренский горизонт на р. Лене содержит фауну наутилоидей *Armenoceras lenense* Bal., *Sactoceras yokoyamai* (Kob.) и др. гастропод, мшанок, членистоногих *Girardevia musculus* Andr. и большое количество остракод (Андреева, 1955, и др.). Верхняя пачка криволуцкой свиты (кудринский горизонт) складывается песчаниками кварцевыми, светло-и зеленовато-серыми, иногда лиловыми и глинистыми алевролитами. Среди песчаников выделяются две разновидности: зеленовато-серые мелкозернистые сильно глинистые, слабосцементированные и более крупнозернистые, светло-серые, розовые или лиловые, плотно сцементированные, значительно менее глинистые, но с повышенным содержанием карбонатного материала. В светло-серых песчаниках часто наблюдаются фосфоритовые желваки, а также скопления фосфатных остатков лингул. Мощность отдельных слоев песчаников 0,20—3,5 м. Алевролиты красно-бурые и лилово-серые, глинистые, песчанистые, рыхлые, иногда тонкослоистые. В самых верхних частях пачки среди песчаников наблюдаются пропластки зеленовато-серых алевролитов. Мощности слоев алевролитов колеблются от 0,10 до 1,5 м; они преобладают в нижней части пачки. Общая мощность криволуцкого яруса на р. Лене равна, таким образом, 60,4 м.

На р. Илеме криволуцкому ярусу отвечает мамырская свита без ее верхних слоев, возраст которых, по данным О. Н. Андреевой (1959), уже мангазейский. Однако верхние горизонты мамырской свиты сопоставляются нами не с баксанским, а с чертовским горизонтом р. Лены, поскольку баксанский горизонт, судя по литологии, отвечает нижней части братской

свиты р. Илама. Граница между криволуцким и мангазейским ярусами внутри мамырской свиты может быть проведена лишь условно.

Мамырская свита изучалась нами на р. Илеме по обнажениям в районе сел Прокопьево и Романово, а также по скважинам Коршуновского железорудного месторождения. Здесь она подразделяется на две пачки. Нижняя имеет преимущественно алевролитовый состав с подчиненным количеством песчаников, верхняя — песчаный. Алевролиты нижней пачки крупнозернистые, серые, содержащие включения тончайших линзочек слюдистого аргиллита, придающих породе местами полосчатый характер. В алевролитах повсеместно встречаются включения мелкозернистого рассеянного песчаного материала, образующего также линзочки неправильной формы. При повышенном содержании песчаных зерен порода переходит в алевроитовый песчаник. В верхах прослеживаются прослои, обогащенные обломочным ракушняком. Цвет пород серый, и лишь в верхах наблюдается слой алевролита (мощностью 2 м) красно-бурый. Мощность нижней пачки на р. Илеме — 25 м.

Верхняя пачка мамырской свиты на р. Илеме складывается кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками, в большинстве случаев неравномернозернистыми, от мелко- до крупнозернистых и гравелистых с размерами зерен кварца до 6 мм. Песчаники имеют серый или светло-серый цвет, часто с желтым и розовым оттенками; лишь в верхах они приобретают бурый оттенок до вишнево-бурого. В среднем течении р. Илама (Коршуновское железорудное месторождение) вся верхняя пачка мамырской свиты песчаная; однако севернее, в нижнем течении, в районе с. Зыряново, в составе самых верхних частей разреза преобладающее место принадлежит уже алевролитам; в редких прослоях здесь встречаются и доломиты. Мощность верхней пачки мамырской свиты на р. Илеме равна 83 м, однако верхи пачки, как было сказано, сопоставляются уже с чертовским горизонтом (свитой) р. Лены и относятся к мангазейскому ярусу. В составе верхней пачки р. Илама встречаются слои, обогащенные фосфатизированными обломками лингул, и фосфатные желваки.

В бассейне среднего течения р. Ангара (район г. Братска) мощность мамырской свиты равна лишь 70—80 м против 110 м на р. Илеме. Как было впервые показано О. Н. Андреевой (1955), возраст мамырской свиты в этом районе не выходит за пределы криволуцкого яруса. Мамырская свита в районе г. Братска подразделяется на три пачки. Нижняя сложена глинистыми песчанистыми алевролитами, близкими в основании к мелкозернистым песчаникам с большим количеством линз аргиллитов. В верхней части пачки наблюдаются маломощные (до нескольких сантиметров) прослои красно-бурого слюдистого алевролита. Мощность пачки — 40 м. Как видно, она по составу аналогична нижней пачке мамырской свиты р. Илама. Средняя пачка мамырской свиты в районе г. Братска складывается алевролитами красно-бурыми, иногда с лиловым оттенком, с редкими линзами алевролитов зеленого цвета, а также большим количеством зеленых пятен неправильной формы, среди которых наблюдаются прослои и линзы аргиллитов. Отдельные прослои содержат большое количество фосфатизированных обломков лингул. Мощность пачки 10—12 м.

Третья пачка мамырской свиты на р. Ангаре сложена песчаниками серыми, розовато-серыми и розовыми от мелко- и среднезернистых до гравелистых. Встречаются пропластки аргиллитов и алевролитов красно-бурого, реже зеленовато-серого цвета мощностью до 50 см. Гравелистые песчаники образуют пропластки до 20—25 см; характеризуются они весьма плохой сортировкой материала. Мощность пачки колеблется от 40 м у с. Падун, до 20 м близ устья р. Оки.

К востоку от г. Братска отложения мамырской свиты из разреза выпадают (Жданов, 1962), и на р. Чуне вышележащая братская свита залегает уже на породах нижнего ордовика; не исключено, однако, что в низах братской свиты этого района фациально измененные аналоги мамырской свиты все же имеются. В северных районах Иркутского амфитеатра, на р. Непе, по данным О. Н. Андреевой (1959), прослеживаются все горизонты криволучного яруса, однако мощность их резко сокращена. Волгинский горизонт сложен здесь глинами и алевролитами красными и зелено-серыми с прослоями плоскоголечных конгломератов; мощность горизонта 8—10 м. Киренский горизонт представлен (по О. Н. Андреевой) зелеными аргиллитами с пропластками известняков при мощности 6—7 м. Кудринский горизонт складывается, как и на р. Лене, песчаниками, мощность которых не превышает 3—3,5 м. В нижнем течении р. Ангары, по данным Л. В. Огиенко, фаунистически охарактеризованы лишь отложения криволучного яруса, сложенного в своей нижней части песчано-глинистыми породами и в верхней — песчаными.

В Северном Прибайкалье в бассейне р. Лимпей Д. П. Фоминым, Л. В. Ревякиным и др. в качестве криволучной свиты выделяется толща кварцевых песчаников, разнозернистых, преимущественно белого цвета; в низах наблюдаются алевролиты; мощность — 170 м. Возраст этих отложений нельзя считать, однако, определенным достаточно надежно.

Нижняя часть мангазейского яруса (чертовской горизонт). К нижней части мангазейского яруса в бассейне р. Лены относятся чертовская свита и в разрезе р. Илама — верхняя часть мамырской свиты. Поскольку чертовская свита обладает значительной пестротой состава, приведем ее последнюю характеристику по обнажениям, находящимся на левом берегу р. Лены напротив с. Кудрино (снизу вверх):

1. На кварцевых песчаниках криволучной свиты, обогащенных в верхних слоях фосфатными конкрециями, залегает относящаяся уже к чертовскому горизонту пачка зеленовато-серых аргиллитов, сильно трещиноватых, почти без слюды, с редкими маломощными (1—3 м) прослоями мелкозернистых песчаников 7,0 м.
2. Перерыв в обнаженности, оцениваемый ориентировочно в 10 м.
3. Аргиллиты зеленовато-серые слабослюдистые 2,0 м.
4. Зеленовато-серые аргиллиты, чередующиеся с мелкозернистыми известковыми песчаниками. Мощности прослоев песчаников колеблются в пределах 0,5—6 см, аргиллитов 5—8 см. Наиболее мощный (6 см) пропласток песчаников характеризуется исключительно большим количеством отпечатков брахиопод и включениями редких фосфоритовых желваков 0,25 м.
5. Аргиллиты коричневые, тонкослойные, без слюды 0,85 м.
6. Известняки серые, розовые и розовато-серые, песчанистые, плотные с редкими фосфоритовыми конкрециями, с большим количеством остатков фауны 0,25 м.
7. Аргиллиты коричнево-бурые, несколько более светлые, чем в слое 5-ом, с небольшим количеством слюды, тонкослойные. Наблюдаются редкие прослои зеленовато-серых аргиллитов и мелкозернистых бурых песчаников 5,0 м.
8. Аргиллиты сильнозапесоченные розовато-серые со слабым лиловым оттенком 0,3 м.
9. Аргиллиты красно-бурые с редкими прослоями зеленовато-серых 1,0 м.
10. Песчаники мелкозернистые розовые, переслаивающиеся с красно-бурыми аргиллитами. Мощности отдельных слоев колеблются в пределах 1—15 см 0,6 м.
11. Алевролиты глинистые серые и зеленовато-серые, местами с лиловым оттенком, с многочисленными линзочками аргиллитов 1,2 м.
12. Алевролиты розовато-серые со слабым лиловым оттенком, с интенсивно развитой мелкой складчатостью 0,7 м.

Выше залегают аргиллиты красно-бурые с лиловым оттенком, относящиеся уже к баксанскому горизонту макаровской свиты.

Общая мощность чертовской свиты на р. Лене равна 30 м. На р. Илеме, как уже говорилось, чертовскому горизонту отвечает верхняя часть

мамырской свиты мощностью 25 м. В бассейне р. Непы мощность чертовского горизонта, по данным О. Н. Андреевой (1959), — 8 м. В нижнем течении р. Ангарты, в районе Ковинской антиклинали, присутствие отложений чертовского горизонта фаунистически не подтверждено, однако большая мощность пород (200—250 м), сопоставляющихся с мамырской свитой более южных районов, позволяет предполагать наличие здесь этих отложений.

Наиболее характерными фаунистическими остатками в отложениях чертовского горизонта являются брахиоподы *Mimella panna* Andr., *Strophomena mangaseica* Andr. и др., трилобиты *Ysolaua bifolius* Z. Max. (Андреева, 1959, и др.).

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОРДОВИК

Верхняя часть мангазейского яруса и долборский ярус

Отложения верхней части среднего ордовика и верхнего ордовика выделяются на р. Ленс под названием макаровской свиты, а в Илимско-Бирюсинском районе — братской свиты. Принадлежность нижней части макаровской свиты (баксанского горизонта) к среднему ордовику устанавливается по комплексу фауны, включающему такие формы, как наутилоидеи *Ormoceras tuberkulum* Bal., мшанки *Stigmatella foordi* Modz., строматопоры *Criptofragmus* sp. (Андреева, 1959). Низы братской свиты на р. Чуне содержат единичные остракоды *Tetradellidae*, что также позволяет считать возраст этой части разреза среднеордовикским.

Братская и макаровская свиты в Ангарто-Ленском районе характеризуются большим однообразием состава. Слагаются они красноцветными и в подчиненном количестве зеленовато-серыми аргиллитами с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. В нижних горизонтах обеих свит наблюдаются продукты перемыва ниже лежащих пород; на р. Лене — это песчаные конгломераты, в Ангарто-Илимском районе — песчаный материал, беспорядочно рассеянный в аргиллитах и образующий иногда самостоятельные прослои. Для пород характерны глиптоморфозы по галиту, прослои и линзы гипса, трещины усыхания. В Присаянье отложения братской свиты существенно обогащаются песчаным материалом, на р. Бирюсе песчаники и алевролиты в составе свиты уже преобладают над аргиллитами. В Прибайкалье отложения мангазейского и долборского ярусов неизвестны. Для характеристики братской свиты в Ангарто-Ленском районе опишем разрез по р. Илим, где он вскрывается в обнажениях на участке между селами Зыряново и Бубново.

Самые нижние слои свиты наблюдаются в обнажении, расположенном несколько выше с. Зыряново. Здесь, начиная с высоты 30 м от уреза воды, на породах мамырской свиты залегают:

1. Аргиллиты коричневатобурые с включением мелких зерен кварца, с многочисленными прослоями мелкозернистых желтоватосерых песчаников мощностью 5—7 см и прослоями зеленых аргиллитов 7,0 м.
2. Песчаники грубозернистые светложелтого цвета 0,25 м.
3. Песчаники мелко- и среднезернистые светлые желтовато- и зеленовато-серые мощностью 0,25—0,5 м, чередующиеся с запесоченными алевролитами и аргиллитами мощностью 0,4—0,7 м. 3,9 м.
4. Алевролиты песчаные буровато-коричневые с прослоями серовато-зеленых песчаных аргиллитов мощностью 25—30 см; в верхах наблюдаются округлые пятна зеленого цвета 7,3 м.

Более высокие слои свиты вскрыты в обнажении, расположенном на

левом берегу р. Илима в 0,5—0,7 км выше дер. Игнатьево, где наблюдается следующий разрез:

5. Алевролиты красно-бурые, слабопятнистые со значительным количеством песчаных зерен; в основании слоя залегают слюдистые песчаные алевролиты зеленовато-голубовато-серого цвета с глиптоморфозами по кристаллам соли и знаками ряби (6,0 м).

6. Алевролиты зеленовато-голубовато-серые и красно-бурые часто запесоченные, переслаивающиеся с красно-бурыми, реже зеленовато-серыми аргиллитами. Мощности слоев алевролитов достигают 1,5 м, аргиллитов — 3 м. Для красно-бурых разновидностей порой характерна слабая пятнистость 7,3 м.

7. Аргиллиты красно-бурые и зеленовато-серые, изредка слабозапесоченные, с пропластками алевролитов в низах и редкими прослоями гипса мощностью до 1 см 17,7 м.

8. Аргиллиты красно-бурые мощностью 2 м, чередующиеся с тонкопереслаивающимися зеленовато- и красно-бурыми аргиллитами, алевролитами и в небольшом количестве песчаниками; часто наблюдаются маломощные прослои гипса 10,0 м.

9. Аргиллиты бурые слабопятнистые мощностью до 1,2 м, чередующиеся с красно-бурыми и зеленовато-голубовато-серыми алевролитами и тонкопереслаивающимися аргиллитами и алевролитами, реже песчаниками мощностью до 3,0 м. Прослои гипса наблюдаются в значительном количестве 11,0 м.

10. Переслаивающиеся между собой красно-бурые слабопятнистые слегка запесоченные аргиллиты, зеленовато-голубовато-серые алевролиты, аргиллиты и розовый гипс. В алевролитах наблюдаются глиптоморфозы по каменной соли, трещины усыхания, волноприбойные знаки 7,0 м.

11. Аргиллиты бурые пятнистые, переслаивающиеся с зеленовато-голубовато-серыми аргиллитами и плотно сцементированными алевролитами, содержащими большое количество глиптоморфоз по соли, знаков ряби; наблюдаются прослои гипса мощностью до 1 см 20 м.

Более высокие горизонты прослеживаются в обнажении, расположенном на левом берегу р. Илима в 1 км выше дер. Корабейникова:

12. Аргиллиты красно-бурые с редкими зелеными пятнами, с большим количеством знаков ряби по плоскостям напластования. В верхах — прослои мелкозернистых песчаников 6,9 м.

13. Аргиллиты красно-бурые с пятнами и прослоями зеленых аргиллитов мощностью до 8 см и более мощными (0,3—0,5 м) пропластками мелкозернистых песчаников, в свою очередь содержащих тонкие прослои красно-бурых и зеленых аргиллитов 12,2 м.

14. Песчаники мелкозернистые, карбонатные, плотно сцементированные, зеленовато-голубоватые с подчиненными пропластками плотных аргиллитов того же цвета 2,4 м.

15. Аргиллиты красно-бурые пятнистые 4,2 м.

16. Аргиллиты красно-бурые пятнистые с маломощными пропластками зеленых мелкозернистых песчаников и аргиллитов. В низах наблюдаются глиптоморфозы по каменной соли 5,8 м.

Стратиграфически выше разрез братской свиты наращивается обнажением, расположенным в 2 км ниже по течению р. Илима от дер. Корабейникова. В основании обнажения мощностью ориентировочно до 10 м выходят породы, описанные ранее. Выше вскрывается следующий разрез:

17. Песчаники карбонатные голубовато-зеленовато-серые, в верхней части с тонкими прослоями красно-бурых аргиллитов 1,0 м.

18. Аргиллиты коричневатобурые с зелеными пятнами 2,5 м.

19. Песчаники карбонатные голубовато-зеленые, с волноприбойными знаками и глиптоморфозами по соли 1,0 м.

20. Аргиллиты коричневатобурые с прослоями доломитизированных голубовато-серых песчаников 0,5 м.

21. Песчаники мелкозернистые карбонатные зеленовато-голубовато-серые с маломощными прослоями, линзами и включениями красно-бурых аргиллитов, а также с прослоями гипса мощностью 1—2 см 0,5 м.

22. Аргиллиты коричневатобурые с прослоями зеленовато-голубых алевролитов мощностью до 2—3 см и гипса до 1 см 1,0 м.

Более высокие слои свиты после перерыва, равного ориентировочно 40 м, прослеживаются в обнажениях, расположенных, как и предыду-

щие, на левом берегу р. Илама соответственно в 8 и 3 км выше пос. Корсуково, где выходят красно-бурые аргиллиты с линзами и пятнами зеленых аргиллитов, переслаивающиеся с серовато-зелеными алевролитами мощностью до 0,5 м.

Наиболее верхние слои свиты выходят в обнажении, расположенном на правом берегу р. Илама напротив дер. Бубново, где они представлены красно-бурыми аргиллитами с прослоями голубовато-зеленых алевролитов, аргиллитов и мелкозернистых песчаников.

Разрез братской свиты на р. Илеме можно подразделить на следующие пачки (снизу вверх):

1. Алевролиты и аргиллиты красно-бурые, часто с лиловым оттенком, без пятен, с пропластками песчаников от мелко- до грубозернистых 10—15 м.
2. Алевролиты и аргиллиты красно-бурые с пропластками голубовато-серых и серовато-зеленых алевролитов и аргиллитов. Для красноцветных разновидностей пород характерны округлые зеленые пятна 15—18 м.
3. Алевролиты и аргиллиты красно-бурые, в подчиненном количестве зеленовато- и голубовато-серые, с пропластками мелкозернистых песчаников и прослоями гипса 73 м.
4. Красно-бурые алевролиты и аргиллиты, переслаивающиеся с голубовато-зеленовато-серыми песчаниками; характерны значительные мощности слоев песчаников (до 2,7 м), среди которых часто наблюдаются маломощные пропластки зеленовато-серых аргиллитов. Гипс наблюдается лишь в самых верхних слоях 80 м.

На реках Лене и Ангаре братская и макаровская свиты имеют в общем такой же состав, что и на р. Илеме. Для Присаянья обобщенную характеристику братской свиты приведем по одной из скважин, пробуренных на р. Бирюсе в районе с. Бузыканово.

В составе свиты здесь могут быть выделены четыре пачки (снизу вверх):

1. Чередующиеся песчаники, мелкозернистые и среднезернистые, изредка крупнозернистые, красно- и розовато-бурые, зеленовато-серые, алевролиты и аргиллиты, красно-бурые, глинистые, часто слюдяные. В средней части в алевролитах и особенно розовато-бурых песчаниках местами наблюдается зеленая пятнистость, в целом в этой пачке развитая относительно слабо 55,0 м.
2. Алевролиты красно-бурые и кирпично-красные, от мелкозернистых, близких к аргиллитам, до крупнозернистых с пропластками красноцветных аргиллитов и розовых, красно-бурых и зеленовато-серых песчаников, занимающих подчиненное положение. Для алевролитов пачки характерна интенсивная пятнистость; в небольшой степени пятнистость наблюдается также в песчаниках 25,0 м.
3. Алевролиты красно-бурые, изредка с лиловым оттенком, чередующиеся с мелко- и среднезернистыми песчаниками. Характерно наличие зеленоватых алевролитов, близких к аргиллитам, среднезернистых песчаников, не встречающихся во второй пачке, и почти полное отсутствие пятнистости 50,0 м.
4. Песчаники мелко- и среднезернистые, зеленовато- и розовато-серые, с подчиненным количеством пропластков красно-бурых алевролитов; количество песчаников увеличивается снизу вверх 98,0 м.

Между указанными пачками нет четких границ, тем не менее и в разрезе братской свиты на р. Чуне все нижние пачки опознаются достаточно отчетливо. Лишь верхняя пачка слагается на р. Чуне алевролитами. Здесь же в алевролитах первой пачки более интенсивно выражена пятнистость.

Несмотря на существенное изменение состава, строение свиты в Чуно-Бирюсинском районе близко к разрезу ее на р. Илеме.

Ранее (Одинцов, 1937) на р. Бирюсе с братской свитой сопоставлялись пестроцветные отложения бирюсинской свиты, описанные нами в составе бадарановской свиты нижнего ордовика.

Фаунистическая охарактеризованность отложений братской свиты бассейна средних течений рек Чуны и Бирюсы очень слабая. Наиболее часто здесь встречаются остатки брахиопод *Lingula* sp. и в нижней части свиты изредка — ракообразных *Chacharejocaris* sp. и пелеципод, встреченных в обнажениях р. Чуны и некоторых других местах. (Занин, Огиенко, 1964; сборы и определения фауны Л. В. Огиенко).

В нижнем течении р. Ангарты, в районе устья р. Ковы, разрез братской свиты, как и в среднем течении у г. Братска и на р. Илеме, слабо загипсован.

НИЖНИЙ СИЛУР

Лландоверийский ярус

К лландоверийскому ярусу в пределах Иркутского амфитеатра относятся отложения кежемской свиты, выделенные впервые под этим названием Г. Ф. Крашенинниковым (1935). Они залегают без видимого несогласия на породах братской свиты. Кежемская свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю — песчано-карбонатную сероцветную и верхнюю — аргиллитовую красноцветную*.

Площадь распространения отложений силура значительно меньше, чем область, занятая ордовикскими породами. На р. Лене в пределах амфитеатра отложения кежемской свиты отсутствуют; в ряде районов (р. Бирюса) свита представлена лишь нижней подсвитой. Нет силурийских отложений и в северо-восточных и восточных районах амфитеатра.

Имеется два типа разрезов кежемской свиты, один из которых характерен для Ангарты-Илимского района, другой — для Присяянской части амфитеатра. В Ангарты-Илимском районе нижняя подсвита слагается песчаниками серыми кварцевыми мелко-, средне- и крупнозернистыми, иногда с включениями гравийных зерен, а также красноцветными алевролитами, аргиллитами и серыми доломитами, мощность пластов которых достигает нескольких метров.

На р. Илеме породы нижней подсвиты кежемской свиты наблюдаются в правом борте долины в 1,5 км ниже с. Зарубино. Здесь в основании обнажения залегает пласт доломитов зеленовато-серого цвета мощностью 3 м, перекрываемый переслаивающимися красноцветными алевролитами и аргиллитами и светло-серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками; в свалах наблюдаются глыбы разномзернистых средне-крупнозернистых песчаников. Мощность подсвиты на р. Илеме — 40—50 м. В направлении от центральных районов амфитеатра на запад мощность нижней подсвиты кежемской свиты возрастает; в среднем течении р. Чуны она равна уже 100—120 м. В составе подсвиты резко уменьшается роль карбонатов, причем представлены они известняками, а не доломитами, как в Ангарты-Илимском районе. Преобладающее место в разрезе здесь принадлежит песчаникам, хотя содержание алевролитов и аргиллитов также значительно.

На р. Чуне отложения нижней подсвиты наиболее полно вскрываются в обнажении правого берега в 3 км выше дер. Балтурино; обобщенная характеристика данного обнажения (снизу вверх) приводится ниже:

1. Песчаники мелкозернистые от светло-серых до зеленовато- и желтовато-серых, с пропластками бурых и зеленых алевролитов и аргиллитов, мощности которых колеблются от 0,1 до 1,5 м. 20,1 м.

* При геологической съемке верхнюю подсвиту кежемской свиты выделяют в качестве самостоятельной ярской свиты.

2. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые с включениями кварцевых зерен размером до 1 мм, карбонатно-глинистые, среди которых наблюдаются линзы и прослой чистого микрокристаллического известняка мощностью 10—20 см. В низах залегает прослой алевролитов в 20 см. 8,70 м.
3. Песчаники мелкозернистые зеленовато-серые мощностью 0,1—4,00 м и алевролиты красно-бурые и зеленовато-серые до 0,1—1,3 м. 26,35 м.
4. Песчаники серые мелко-среднезернистые, содержащие местами гравийные зерна и гальки кварца размером до 4 см. Встречаются также гальки песчаников, аналогичных песчаникам слоя, но характеризующиеся значительно большей выветренностью. Размер таких галек достигает 10 см. В значительном количестве в породе наблюдаются следы червей. В низах присутствуют два пропластка алевролитов мощностью 0,20 м каждый. 12,0 м.
5. Алевролиты бурые, слабослюдистые, плотные 0,70 м.
6. Песчаники разнозернистые, зеленовато-серые, карбонатно-глинистые, с гнездами неправильной формы и линзами микрокристаллического кальцита до 1 см 0,55 м
7. Алевролиты бурые, близкие к аргиллитам 0,45 м.
8. Песчаники от мелко- до среднезернистых, зеленовато-серые с желтым и розовым оттенками, кварцевые, карбонатно-глинистые, с маломощными линзами кальцита; наблюдается прослой известняка мощностью 7 см. 10,05 м
9. Алевролиты красно-бурые, слюдистые с редким детритом. 4,50 м.
10. Песчаники от мелко- до среднезернистых, известковые, содержащие большое количество прослоев и линз алевролитов 8,0 м
11. Аргиллиты зеленовато-серые и красно-бурые тонкослоистые 4,10 м.

Общая мощность нижней подсвиты кежемской свиты на р. Чуне достигает 120 м.

На р. Бирюсе разновозрастные отложения вскрываются в ряде обнажений и колонковыми скважинами. По составу подсвита здесь близка к разрезу р. Чуны, отличаясь несколько большим количеством песчаных разновидностей пород. Неполная мощность нижней подсвиты на р. Бирюсе равна 120 м.

Верхняя подсвита кежемской свиты весьма близка по своему составу братской свите. Сложена она на р. Илеме в основном аргиллитами и алевролитами кирпично-красного и красно-бурого цветов, карбонатными, пятнистыми, с пропластками мелкозернистых карбонатных плотно сцементированных зеленовато-голубовато-серых песчаников. В бассейне р. Илима в подсвите наблюдаются прослойки гипса. В бассейне р. Чуны состав подсвиты преимущественно песчаный.

Из отложений нижней подсвиты кежемской свиты в бассейне р. Чуны В. С. Гребенниковым и др. собрана следующая фауна: брахиоподы *Camarotoechia ramosa* Andr., *Lingula* sp., табуляты *Palaeofavosites* sp., наутилоидеи *Sactoceras* sp., *Michelinoceras* sp., неопределенные гастроподы. О. Н. Андреева (1959) указывает на сделанные в Ангаро-Чунском междуречье Д. К. Зегебартом находки остатков брахиопод *Orthis* sp., *Camarotoechia* sp. и остракод *Eoleperditia*, но точная привязка мест сбора данной фауны нам неизвестна. В бассейне р. Илима из отложений нижней подсвиты кежемской свиты известны находки остатков ругоз *Streptelasma* sp. и брахиопод *Coelospira*.

По мнению О. Н. Андреевой (1959), отложения кежемской свиты должны относиться к лландоверийскому ярусу. Более верхние горизонты сибура в Иркутском амфитеатре не выделяются.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПОРОД

Для отложений ордовика и силура Иркутского амфитеатра характерен широкий набор пород, включающий конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, доломиты, гипсы, фосфориты, железистые породы.

К о н г л о м е р а т ы. Могут быть выделены два типа конгломератов: с галькой посторонних пород и внутриформационные.

Конгломераты с галькой посторонних пород встречаются почти исключительно в отложениях чуньского яруса. В Присянье они входят в состав как ийской, так и бадарановской свит. Наибольшего развития они достигают в бадарановской свите р. Бирюсы. В обнажении правого берега р. Бирюсы напротив с. Троицкого пласт конгломератов в составе свиты имеет мощность 12,7 м. Галька конгломерата представлена кварцем, кремнем, карбонатом, выветрелым песчаником; степень сортировки галек низкая; размер галек колеблется от 0,5 до 20 см. По степени окатанности гальки относятся к полуокатанным и хорошо окатанным; в большинстве случаев они имеют округлую, овальную, реже уплощенную форму. Насыщенность конгломерата галькой высокая — 75—80%. Внутри пачки конгломератов имеются два прослоя песчаника мощностью 2,0 и 0,8 м, также содержащие разрозненную гальку. Цементом служит разнозернистый песчаный материал. Другие слои конгломератов Троицкого обнажения имеют значительно меньшую мощность (до 1—0,15 м) и наряду с галькой посторонних пород содержат гальку местных песчаников.

Небольшие прослои конгломератов и разрозненные гальки встречаются и в других разрезах чуньского яруса, в частности, в обнажении верхов ийской свиты у г. Нижнеудинска. Восточнее линии Нижнеудинск — Тайшет конгломератов в отложениях чуньского яруса нет.

В Прибайкалье конгломераты присутствуют в отложениях суринской свиты. Они мелкогалечные; галька в них представлена, по данным М. П. Лобанова и др. (1964), оолитовыми известняками, красноцветными песчаниками и алевролитами, кварцем, халцедоном, микрокварцитом.

Разрозненные гальки кварца встречены в отложениях кежемской свиты силура в разрезе р. Чуны.

В отложениях усть-кутской свиты нами наблюдались исключительно внутриформационные, как правило, плохо окатанные конгломераты и отдельные гальки. Состав галек аналогичен вмещающим или лежащим непосредственно ниже породам.

Аргиллитовые гальки обычны в отложениях свиты в Ангаро-Илимском районе, встречаются среди песчаных и карбонатных пород. Располагаются они часто по напластованию. Реже встречаются гальки карбонатных пород. Конгломерат со значительным содержанием плохо окатанных галек оолитовых известняков наблюдался в одном из обнажений нижней

части свиты в бассейне р. Орленги. Редкие слои небольшой мощности (до 1,2 м), содержащие гальку водорослевых известняков, а также известковых алевролитов, отмечены в керне некоторых скважин в Ангари-Окинском районе. Галька здесь также плохо окатана, и порода отчасти брекчиевидна. Расположение галек в породе беспорядочное.

Маломощные слои плоскогалечных конгломератов, в которых песчаные гальки заключены в аналогичный по составу песчаный цемент, наблюдались в составе усть-кутской свиты на р. Таюре. Изредка в песчаниках здесь встречаются галечки аргиллита. Размер песчаных галек по длинной оси — до 5—6 см при толщине в 2 см. На том же стратиграфическом уровне И. И. Катушенком и А. Ф. Калмыковым (1950) в долине р. Лены вблизи дер. Орленга описаны конгломераты, состоящие из «галек кварцевого серого песчаника, мергеля, кварца, кремней и доломита» (стр. 26). Степень окатанности галек плохая, до щебенки; видимая мощность слоя конгломератов — 5 м.

Песчаники. Среди песчаников ордовика и силура Иркутского амфитеатра можно выделить следующие разновидности: кварцевые и кремнисто-кварцевые, содержащие не менее 95 % кварца и обломков кварцитов, кремней; полевошпатисто-кварцевые и полевошпатово-кварцевые, содержащие соответственно 5—20 и 20—50 % полевых шпатов; кремнисто-полевошпатово-кварцевые, полимиктовые.

Встречаются и кварцево-полевошпатовые песчаники с содержанием более 50 % полевых шпатов.

Состав цемента песчаников глинистый (главным образом гидрослюдистый, иногда каолининовый), карбонатный (известковый и доломитовый), гипсовый, кварцевый, железистый, смешанный.

Песчаники, входящие в состав *усть-кутской свиты*, по составу полевошпатово-кварцевые, полевошпатисто-кварцевые и кварцевые. В меньшем количестве присутствует калишпат, иногда халцедон и кремнистые обломки пород и обычно в незначительном количестве плагиоклаз (альбит), мусковит, биотит. Часто встречается глауконит, содержание которого достигает в некоторых случаях 15 %.

По крупности зерен песчаники подразделяются на мелкозернистые глинисто-алевролитовые и разнозернистые мелко-крупнозернистые; первые чаще наблюдаются в восточной части амфитеатра, вторые — в западной. Наибольший медианный диаметр зерен (до 0,63 мм) характерен для разрезов Присяяня. В направлении от краевых частей внутреннего поля амфитеатра к центральным медианный размер зерен песчаников уменьшается (рис. 2).

Песчаники большей частью отсортированы плохо, несколько лучше — в районах Прибайкалья. Содержание доминирующей фракции зерен в породе довольно редко превышает 50 % (табл. 3).

Степень окатанности песчаных зерен обычно низкая, хотя наиболее крупные зерна нередко хорошо окатаны.

Зерна глауконита в большинстве случаев округлые; в то же время форма часто неправильная. Обычный размер их — 0,15—0,20 мм, в редких случаях — до 1 мм. Изредка наблюдается замещение глауконита карбонатом (табл. I, 1) *.

В песчаниках краевых частей внутреннего поля амфитеатра нередко встречаются довольно крупные, до нескольких миллиметров, обломки песчанистого известняка. Иногда наблюдаются также мелкие обломочные зерна карбоната, окатанные и покрытые тонкой пленкой бурых гидро-

* Здесь и далее таблицы фотографий, микрофотографий, зарисовок, обозначенные римскими цифрами, см. в приложении в конце книги.

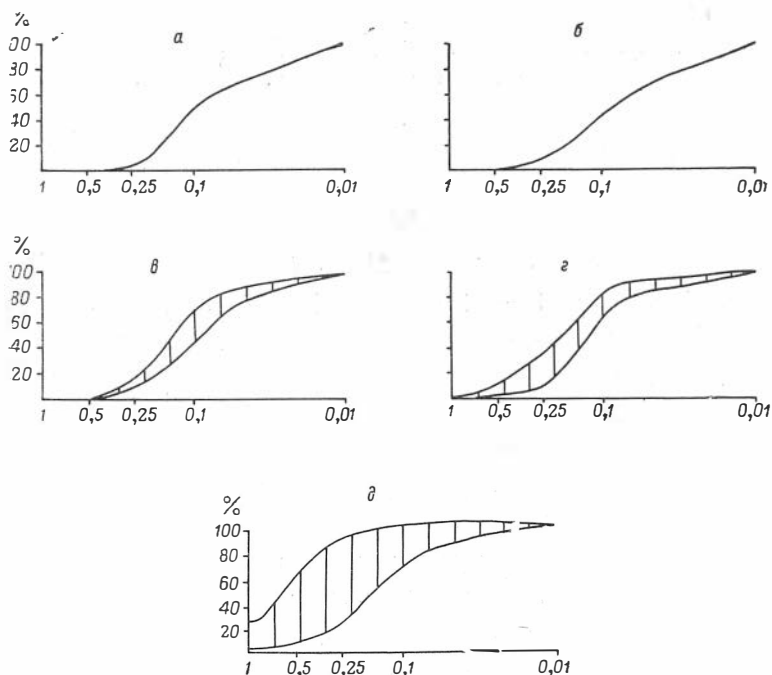


Рис. 2. Нарастающие кривые гранулометрического состава песчаников усть-кутского яруса.

Мд (здесь и на последующих рисунках — медианный диаметр) равен: по р. Окунайке 0,12 (а); по р. Таюре 0,1 (б); по р. Лене 0,08—0,13 (в); по р. Чуне 0,13—0,18 (г); по р. Бирюсе 0,14—0,63 (д).

окислов железа. Большинство таких зерен регенерировано (см. табл. I, 2). В песчаниках часто встречается пирит.

Зерна кварца в песчаниках подвергаются регенерации, но очень редко. Значительно чаще наблюдается коррозия кварцевых зерен с замещением их карбонатом.

По характеру цемента выделяются песчаники с карбонатным и глинисто-карбонатным цементом базальной или поровой структуры и песчаники с контактовым цементом, почти полностью лишенные глинисто-карбонатного материала. Количество глинистого материала в цементе невелико, нередко содержание фракции менее 0,01 мм не превышает 10%. Структура карбоната в цементе тонкозернистая; наблюдается также мозаичный карбонатный цемент и очень редко — пойкилитовый.

По составу карбонатного материала выделяются песчаники известковые и доломитовые (см. табл. 3). Известковые песчаники прослеживаются в восточной части амфитеатра в бассейнах рек Окунайки, Орленги, Таюры, а доломитовые — в Лено-Илимском районе. В Ангара-Бирюсинском междуречье песчаники нижней части усть-кутской свиты, как правило, доломитовые; в средней части они, за редким исключением, известковые, а в верхах свиты наблюдается чередование известковых и доломитовых песчаников.

В Прибайкалье также наблюдаются определенные отличия между песчаниками различных пачек усть-кутской свиты. Песчаники самых нижних частей свиты мелкозернистые, довольно хорошо отсортированные, характеризуются в отдельных разрезах повышенным содержанием кварца и высоким содержанием карбоната (до 50%). Данные песчаники отве-

Таблица 3

Результаты гранулометрического и карбонатного (5%-ные солянокислые вытяжки) анализов песчаников усть-кутской свиты

№ обр.	Место взятия	Карбонатность	>1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01	Кальцит	Доломит
р. Окунайка, г. Тулица										
3034	Обн. 259	49,3	—	—	0,33	20,09	17,16	13,12	42,51	6,57
р. Таюра, в 5 км ниже устья р. Вильбы										
4599	Обн. 421	41,28	—	—	—	20,5	20,34	17,88	34,16	1,25
р. Лена, близ г. Усть-Кута										
4697	Обн. 443	—	—	—	1,05	59,45	30,65	8,85	—	—
4700	»	24,98	—	—	4,25	38,17	8,47	24,13	—	—
р. Чуна, уг. Нижнеудинска										
Нижняя часть свиты										
2073	Скв. 6	24,00	0,90	4,74	9,60	39,00	15,70	16,06	1,01	10,89
Средняя часть свиты										
2080	»	24,40	—	0,20	2,90	59,60	10,20	9,40	15,69	3,19
Верхняя часть свиты										
2090	»	3,50	0,10	0,98	10,44	72,00	9,64	3,34	2,97	0,41
2091	»	44,18	0,30	2,68	13,70	19,26	12,42	7,46	39,22	1,39
р. Бирюса, у с. Шелехово										
Нижняя часть свиты										
52 *	Скв. 5	3,18	—	0,04	2,80	84,42	5,90	3,66	2,04	9,10
54 *	»	50,14	0,34	2,62	18,38	17,34	5,32	5,86	3,03	43,30
Средняя часть свиты										
48 *	Скв. 5	13,34	2,30	26,20	42,84	8,12	4,14	3,06	1,89	4,94
49 *	»	24,94	21,74	20,46	11,34	10,06	6,70	4,78	21,95	—
50 *	»	18,88	22,74	25,00	14,2	8,26	4,82	6,10	18,31	0,87
Верхняя часть свиты										
2484	Скв. 5	17,96	0,06	0,84	30,34	45,94	2,14	2,72	6,82	0,70
42 *	»	43,16	0,22	1,84	9,76	18,18	14,78	11,36	6,66	34,55
43 *	»	31,66	0,82	4,40	23,76	30,14	6,26	2,96	3,63	36,21
45 *	»	3,20	0,10	1,34	25,96	58,92	7,38	3,16	—	—
46 *	»	28,70	0,08	1,00	47,08	10,36	1,96	10,82	—	—
47 *	»	20,40	0,08	1,96	53,64	18,72	1,98	3,22	—	—

* По данным И. Ф. Горбачева.

чают поворотной пачке. Песчаники кислинской пачки, залегающие в верхней части нижнего макроритма свиты, характеризуются часто пониженным содержанием кварца, обычно плохо отсортированного. Часто наблюдаются переходные к алевроитам разновидности. Размер зерен достигает 0,35 мм. Песчаники средней и верхней частей свиты характеризуются хо-

рошей сортировкой; размер зерен их до 0,25 мм. Степень окатанности зерен — от плохо окатанных до полуокатанных.

В *чуньском ярусе* по составу выделяются кварцевые, полевошпатово-кварцевые, а также полимиктовые песчаники, содержащие, кроме кварца и полевого шпата, значительное количество обломков пород. Структура песчаников колеблется от мелко- до крупнозернистой; встречаются и гравийные разновидности. Цемент разнообразен — гидрослюдистый, глинисто-карбонатный, карбонатный (кальцитовый или доломитовый), гипсовый, кварцевый; структуры цемента — поровые и контактово-поровые, пойкилитовые, регенерационные. В основной массе песчаники мелкозернистые; средне- и крупнозернистые разновидности встречаются в виде сколько-нибудь мощных пачек лишь в краевых участках амфитеатра.

Песчаники восточной и западной частей амфитеатра по составу несколько разнятся между собой, в связи с чем мы рассмотрим их порознь.

В восточной части амфитеатра выделяются песчаники двух типов: с преобладающим глинисто-карбонатным цементом и с регенерационным цементом. Основная часть песчаников принадлежит к первому типу. Они мелкозернистые и мелко-среднезернистые. Песчаники с регенерационным цементом занимают ведущее место только в верхней части суринской свиты и являются мелко-крупнозернистыми (табл. 4).

Таблица 4

Результаты гранулометрического и карбонатного (5%-ные солянокислые вытяжки) анализе песчаников чуньского яруса восточной части Иркутского амфитеатра

№ обр.	Место взятия	Растворимость, %	>1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01	Кальцит	Доломит
р. Окунайка, г. Туница										
3008	Обн. 255	3,12	15,83	19,23	12,71	15,94	10,2	23,47	2,75	—
3009	»	0,9	0,91	5,51	17,3	29,1	7,57	38,71	0,95	0,22
3010	Обн. 256	30,34	—	0,01	3,87	33,17	9,45	23,16	31,61	—
3011	Обн. 257	31,9	—	0,2	6,95	26,15	18,30	16,50	27,89	2,84
3012	Обн. 258	10,55	—	0,08	22,37	32,90	7,44	26,66	3,24	1,75
3013	»	6,87	—	0,06	15,08	33,74	19,17	25,08	8,89	—
3014	»	9,57	—	—	3,57	35,33	23,32	18,21	16,96	0,65
3016	»	22,95	—	—	0,65	36,1	13,35	26,90	20,81	2,01
3017	»	24,6	—	—	2,20	31,07	14,60	27,53	23,98	0,04
р. Орленга, р. Сунхаа										
4061	Обн. 306	23,88	—	—	2,01	31,51	13,73	23,88	31,38	1,92
4076	Обн. 309	23,90	—	—	1,37	37,08	12,90	20,46	23,89	1,03

Минералогический состав обоих типов песчаников сходен. В составе обломочной части основное место занимает кварц (до 90%), халцедон (до 10%), микрофельзит, микрокварциты, в меньшем количестве калишпаты (до 5%), биотит и мусковит. Из акцессорных минералов встречаются рутил, турмалин, апатит, хлорит. В ряде образцов отмечаются также кремнисто-серицитовый микросланец, углисто-кремнистый сланец. Зерна полевых шпатов пелитизированы и серицитизированы, иногда хлоритизированы. Многие зерна кварца регенерированы. Сортировка зерен в большинстве случаев плохая, зерна полуокатаны. Цемент первого типа песчаников известковый, контактово-поровый, изредка базальный мозаичный и пойкилитовый; существенную роль играет кварцевый регенерационный и контактовый цемент (табл. II). Наблюдается также пленочный лимонитовый цемент и изредка — поровый лимонитовый. В песчаниках второго типа карбонаты отсутствуют почти совершенно (обр. 3008, 3009, см. табл. 4). Цемент песчаников, как правило, целиком регенерационный

кварцевый и глинистый. Иногда встречается бурый пленочный железистый цемент.

В западной части Иркутского амфитеатра песчаники чуньского яруса значительно более разнообразны по составу как обломочного материала, так и цемента.

По соотношению обломочного материала выделяются песчаники кварцевые, полевошпатисто-кварцевые, полевошпатово-кварцевые и кремнисто-полевошпатово-кварцевые. Кварцевые песчаники встречаются в третьей и четвертой пачках ийской свиты р. Чуны и во второй пачке бадарановской свиты. Однако в целом песчаники чуньского яруса Присаянья содержат больше полевых шпатов, чем в Прибайкалье. Особенно значительное содержание полевых шпатов (до 30—35 %) характерно для первых (нижних) пачек ийской и бадарановской свит. В этих же пачках отмечается высокое содержание обломков пород, представленных главным образом кварцитами. Наибольшее содержание обломков зафиксировано в песчаниках р. Бирюсы (табл. III, 1). Наряду с обломками кварцитов и кремнистых сланцев здесь встречаются обломки глинистых пород.

Состав цемента песчаников глинистый, глинисто-карбонатный базальный и поровый (см. III, 2), карбонатный мозаичный (табл. IV, 1) или пойкилитовый (табл. IV, 2), бурый железистый.

Глинистый цемент в основном гидрослюдистый, но в песчаниках бадарановской свиты р. Бирюсы иногда наблюдается каолинитовый. Это или мелкоагрегатный эпигенетический каолинит, встречающийся совместно с гидрослюдой, или (очень редко) более крупнозернистый.

Карбонатный материал в цементе на р. Бирюсе и в верхнем течении р. Чуны представлен почти полностью кальцитом; в среднем течении р. Чуны некоторую роль играет доломитовый цемент, сопутствующий обычно гипсовому.

Гипсовый цемент приурочен к отдельным слоям верхней части ийской свиты и средней части нижней пачки бадарановской свиты. В разрезах Присаянья гипс характерен лишь для полосы, отстоящей на несколько десятков километров восточнее юго-западной границы выходов отложений чуньского яруса. В бассейне р. Ангара и в разрезах р. Бирюсы гипс в отложениях ийской и бадарановской свит не встречен.

В песчаниках чуньского яруса наблюдается отчетливое уменьшение размеров зерен в направлении от красных участков внутреннего поля амфитеатра к центральным (табл. 5, 6, рис. 3). В одних случаях эта тенденция выражена очень слабо (реки Окунайка и Орленга, где минимальный медианный диаметр зерен уменьшается с 0,12 до 0,1 мм), в других — весьма резко (уменьшение медианного диаметра песчаников нижней пачки ийской свиты от 0,31—0,5 мм на р. Бирюсе до 0,1—0,14 мм на р. Ангаре), но проявляется она достаточно отчетливо как в восточной, так и западной частях амфитеатра.

Среди полевых шпатов в песчаниках чуньского яруса преобладают нерешетчатые калишпаты; в виде редких зерен встречаются зерна микроклина (сдвойникового) и плагиоклаза. Содержание слюды, представленной главным образом гидратизированным биотитом, колеблется в широких пределах — от отдельных зерен до 10% в единичных образцах. Нередко встречается хлорит. В песчаниках самых нижних горизонтов чуньского яруса в бассейнах рек Ангара и Ии, а также бадарановской свиты встречается глауконит.

В песчаниках нередко конкреционные образования. Нами они наблюдались в отложениях бадарановской свиты рек Бирюсы (Троицкое обнажение), Чуны (обнажение на левом берегу в 3 км выше с. Казачья Бадарановка) и в породах средней части ийской свиты р. Чуны. Наибольшее

количество конкреций характерно для Троицкого обнажения, где отдельные слои насыщены ими в весьма высокой степени. Конкреции обладают здесь уплощенной эллипсовидной формой; размеры их колеблются в основном от нескольких сантиметров до 5—8 см. Приурочены они обычно к слабо сцементированным песчаникам, в которых залегают в виде параллельных цепочек. Конкреции по составу песчаные с кальцитовым цементом; от вмещающей породы отличаются лишь значительно большим содержанием карбонатного материала (табл. 7). Изредка в бадарановской свите р. Чуны встречаются железистые конкреции.

Песчаники в отложениях *криволучского яруса* являются основным типом пород; в *чертовском горизонте* они занимают значительное место на р. Илеме (верхи мамырской свиты). Песчаники в рассматриваемых отложениях разнозернистые, от средне-крупнозернистых до гравелитистых, изредка мелкозернистые; по составу кварцевые и полевошпатисто-кварцевые,

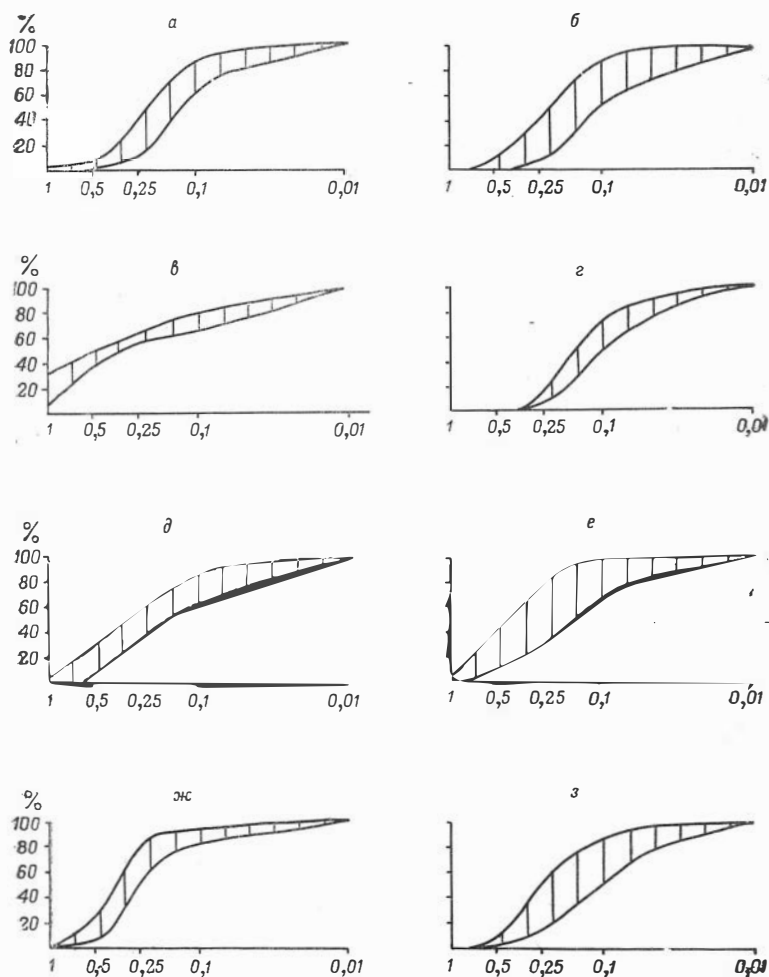


Рис. 3. Нарастающие кривые гранулометрического состава песчаников чуновского яруса.

Мд равен: по р. Окунайке 0,12—0,20 (а); по р. Орленге 0,1—0,2 (б); Ийская свита, I пачка — по р. Бирюсе 0,31—0,5 (в); по р. Ангаре 0,1—0,14 (г); IV пачка — по р. Бирюсе 0,17—0,31 (д); по р. Чуне 0,15—0,43 (е); бадарановская свита, I пачка — по р. Бирюсе 0,25—0,32 (ж); по р. Чуне 0,11—0,25 (з).

Таблица 5

Результаты гранулометрического и карбонатного (5%-ные солянокислые вытяжки) анализов песчаников ийской свиты западной части Иркутского амфитеатра

№ обр.	Место взятия	Карбонатность	>1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01	Кальцит	Доломит
р. Бирюса, с. Шелехово—с. Троицкое										
2479	Скв. 5	—	27,85	11,62	6,90	5,60	27,04	20,99	—	—
2478	»	4,05	4,21	18,70	17,51	9,02	13,91	32,60	1,97	0,74
1481	Обн. 161	—	—	—	—	—	—	—	20,57	8,36
1484	»	—	—	4,2	41,3	26,4	13,2	14,9	0,36	отс.
1488	Обн. 162	—	1,2	16,5	21,32	33,2	18,6	9,2	0,25	отс.
2003	»	34,65	3,15	13,44	19,25	8,56	8,56	12,30	—	—
2004	»	0,68	0,09	4,40	25,72	16,74	22,04	30,63	—	—
р. Чуна, с. Содонцы—с. Казачья Бадарановка										
2100	Скв. 6	26,80	—	0,20	2,44	55,70	9,0	5,86	23,10	0,92
1761	Обн. 176	25,10	3,1	16,8	14,7	22,0	14,8	3,5	21,19	—
1754	»	17,8	1,6	30,9	30,9	11,1	4,0	3,7	17,62	—
2104	Скв. 6	24,36	—	0,06	2,08	37,90	23,60	12,0	9,25	1,07
2107	»	31,80	—	—	0,74	41,10	16,70	9,66	24,41	0,96
1774	Обн. 178	—	—	0,5	11,0	54,4	28,6	5,5	4,86	8,14
1791	Обн. 181	—	—	11,9	20,7	32,1	31,8	3,5	отс.	отс.
2115	Скв. 6	16,32	0,04	1,50	23,0	49,61	5,12	4,40	16,51	1,68
2116	»	26,00	0,12	8,90	17,15	22,43	21,75	3,95	19,77	1,09
2123	»	15,88	1,20	6,68	34,70	31,32	6,30	3,92	—	—
1780	Обн. 180	—	—	18,6	49,3	23,4	6,2	2,5	0,25	отс.
1153	Обн. 125	28,8	2,3	14,0	17,4	20,6	13,3	3,6	20,87	5,16
2113	Скв. 6	17,82	0,04	2,02	16,40	26,84	19,98	16,90	1,28	10,39
р. Ангара, у г. Братск										
16	Скв. 5018	20,33	—	—	0,84	56,37	14,91	7,55	—	—
34	»	40,55	—	—	1,52	31,57	13,25	13,11	—	—
38	»	10,01	—	—	13,79	46,59	17,34	12,27	—	—
39	»	31,73	—	—	0,35	37,15	19,28	9,49	—	—
44	»	16,22	—	—	0,75	36,45	26,87	19,16	—	—
51	»	—	—	—	2,66	77,92	15,86	3,56	—	—
30	»	37,55	—	—	0,31	28,99	20,25	12,19	—	—

Таблица 6

Результаты гранулометрического и карбонатного (5%-ные солянокислые вытяжки) анализов песчаников бадарановской свиты западной части Иркутского амфитеатра

№ обр.	Место взятия	Карбонатность	>1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01	Кальцит	Доломит	Гипс
р. Бирюса, напротив с. Троицкого											
Нижняя пачка											
1492	Обн. 164	18,7	0,1	4,4	23,2	14,7	6,8	32,0	—	—	—
1499	»	9,8	0,2	18,8	43,3	6,3	6,3	15,3	—	—	—
1504	»	—	—	3,4	32,6	33,0	12,8	18,2	4,55	2,10	—
1510	»	12,6	0,6	10,0	24,2	10,0	8,6	34,0	10,01	1,05	—
1513	»	23,3	—	3,4	18,8	11,70	7,0	35,8	13,57	1,68	—
1515	»	19,5	—	9,3	25,7	8,2	7,4	29,9	13,57	1,68	—
1522	»	10,7	—	11,0	42,2	9,5	15,3	11,3	8,68	3,44	—
Средняя пачка											
1534	Обн. 164	—	—	17,0	49,9	9,9	5,8	17,4	0,25	—	—
1537	»	—	7,1	39,6	28,0	9,2	7,1	9,0	0,20	—	—
1539	»	—	1,0	11,4	34,8	25,8	17,0	10,0	0,14	—	—
1543	»	0,6	0,4	18,7	46,8	21,6	6,6	5,3	0,50	—	—
Верхняя пачка											
1551	Обн. 164	—	0,7	43,4	43,9	5,4	1,8	4,8	—	—	—
1552	»	26,2	1,8	42,2	19,7	2,7	2,4	5,1	20,55	4,62	—
1554	»	12,2	0,2	5,3	26,2	11,2	7,2	37,7	7,10	1,79	—
1558	»	36,5	9,4	29,6	9,9	3,2	4,4	7,0	27,73	9,52	—
1561	»	—	0,7	19,1	25,3	11,2	17,6	26,1	—	—	—
1562	»	—	0,6	10,0	44,0	27,0	12,0	6,4	—	—	—
р. Чуна, у с. Мироново											
Нижняя пачка											
883	Скв. 11	30,6	—	4,6	29,9	23,6	8,5	2,8	26,88	—	—
877	»	22,50	—	1,88	26,07	30,72	8,0	10,83	—	—	—
866	»	—	0,6	3,5	10,4	39,2	36,2	9,3	0,04	9,05	—
864	»	—	—	—	—	—	—	—	2,76	21,38	3,44

Сопоставление состава конкреции и вмещающего песчаника из отложений чуньского яруса р. Бирюсы (анализ 5%-ных солянокислых вытяжек)

Порода	№ обр.	Компоненты, %									
		Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Н. о.	CO ₂	сумма	кальцит	доломит
Конкреция Песчаник	2424	1,63	0,64	1,15	19,24	0,52	57,25	15,41	95,84	33,64	1,29
	1499	2,24	0,31	2,71	2,40	0,40	88,50	не опр.	96,56	4,28	—

редко полевошпатово-кварцевые. Часто наблюдаются коллофанизированные обломки раковин, окатанные и неправильной формы галечки фосфатных песчаников и алевролитов (табл. V, 2; VI, 1). В песчаниках встречаются листочки гидратизированного биотита, мусковита, зерна халцедона, микрокварцита.

Наиболее высококварцевые песчаники характерны для разрезов р. Лены, где содержание полевых шпатов в них не превосходит 10% в среднем для разреза. Значительно более неравномерное и в общем повышенное содержание полевых шпатов отмечается в песчаниках в Ангара-Илимском районе, где оно колеблется от нуля до 30%.

Цемент песчаников гидрослюдистый и редко — каолинитовый; местами в состав цемента входит кальцит. По структуре цемент контактово-поровый, контактовый, кварцевый регенерационный (см. табл. VI, 2; табл. VII, 1), реже базальный. В разрезах рек Илима и Лены количество карбоната в составе цемента несколько увеличивается относительно разреза р. Ангары; в отдельных слоях цемент песчаников здесь полностью карбонатный базальный мозаичный и пойкилитовый (см. табл. V, 1). Изредка в песчаниках встречаются карбонатные оолиты.

Для песчаников нижней части криволучской свиты р. Лены в ряде случаев характерен гематитовый цемент (см. табл. VII, 2).

Результаты гранулометрического и карбонатного анализа песчаников криволучского яруса и чертовского горизонта мангазейского яруса приведены в табл. 8 и на рис. 4.

Таблица 8

Результаты гранулометрического и карбонатного (5%-ные солянокислые вытяжки) анализов песчаников мамырской и криволучской свит

№ обр.	Место взятия	Растворимость, %	>1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01	Кальцит	Доломит
р. Ангара, у г. Братска, мамырская свита										
Верхняя пачка										
107	Скв. 5067	5,66	—	—	—	53,60	26,12	14,56	—	—
106	»	0,48	0,16	0,94	13,46	76,86	3,14	4,96	1,45	0,28
р. Илим, у с. Прокопьево—с. Зыряново, мамырская свита										
Верхняя пачка										
171	Обн. 12	1,2	2,1	11,7	39,6	13,1	28,4	3,9	—	—
177	»	1,6	5,03	18,1	30,4	9,1	31,3	4,5	—	—
180	»	3,18	—	—	19,36	33,47	27,89	16,10	—	—
184	Обн. 16	15,84	—	—	59,85	14,12	3,53	6,76	—	—
189	»	1,31	—	—	68,59	16,80	4,12	9,19	—	—
192	»	33,36	—	—	29,59	19,03	10,55	7,47	—	—
р. Лена, с. Кривая Лука, криволучская свита										
Верхняя пачка. Кудринский горизонт										
4801	Обн. 446	5,63	—	0,39	29,42	38,9	12,4	13,17	7,44	—
4805	»	6,1	—	0,07	6,15	41,85	19,23	26,6	—	—

В отложениях *братской* и *макаровской свит* песчаники занимают заметное место лишь в западных районах амфитеатра (р. Бирюса). Уже в разрезе р. Чуны роль песчаников резко падает, а в Ангаро-Ленском районе доля их ничтожна. Песчаники плотно сцементированы; цвет их меняется от зеленовато-серого до розового, бурого и лилово-бурого.

Для красноцветных разновидностей весьма характерны округлые, иногда неправильной формы пятна зеленовато-и голубовато-серого цвета, размеры которых колеблются от мельчайших точек до нескольких сантиметров. Изредка встречаются галечки аргиллитов и алевролитов. На р. Бирюсе в песчаниках нередко наблюдается однонаправленная косая слоистость.

По составу терригенной части песчаники относятся к полевошпатово-кварцевым (табл. VIII, 1). Кроме кварца и полевых шпатов присутствуют

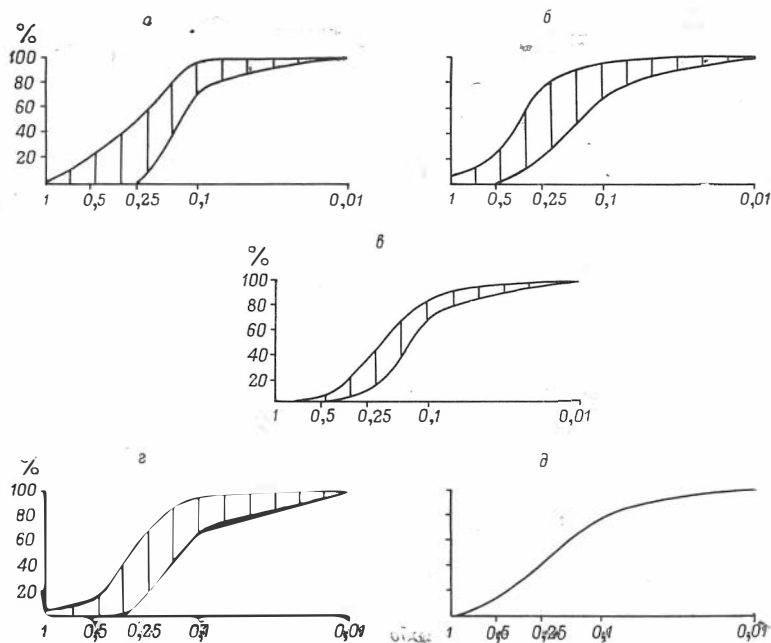


Рис. 4. Нарастающие кривые гранулометрического состава песчаников среднего и верхнего ордовика.

Мд равен: *мамырская свита*, верхняя пачка — по р. Ангаре 0,13—0,25 (а); по р. Илиму 0,13—0,34 (б); *криволучная свита*, верхняя пачка — по р. Лене 0,13—0,23 (в); *братская свита* — по р. Бирюсе 0,13—0,27 (г); по р. Чуны 0,22 (д).

также биотит, мусковит, обломки пород, представленные микрокварцитами, кремнисто-слоистыми сланцами и эффузивами. Изредка в шлифах наблюдаются циркон, гранат, хлорит. Зерна кварца и полевых шпатов в большинстве случаев покрыты бурой железистой пленкой; обычно они полукатанные или плохо окатанные. Как кварцевые, так и полевошпатовые зерна часто корродированы; регенерация их встречается реже и отмечается главным образом в нижних горизонтах свит. Полевые шпаты в массе представлены нерешетчатыми калишпатами; иногда встречаются альбит и микроклин. Количество полевых шпатов в песчаниках составляет в Чунно-Бирюсинском районе 15—25 %. Содержание биотита в песчаниках колеблется от 1 до 5—6 %. Зерна биотита, как правило, сильно изменены. При этом в одних случаях биотит сохраняет первичную форму и плеохро-

изм, имеет красновато-бурый цвет и характеризуется большим количеством бурых точечных выделений гематита. Другой вид преобразований биотита заключается в его гидратации; биотит разбухает, становится волокнистым; цвета интерференции довольно высокие. Погасание у таких зерен волнистое. Изредка в песчаниках встречается каолинит, зерна которого червеобразной или веерообразной формы.

Цемент песчаников глинисто-слюдистый, часто лимонитовый, а также карбонатный, обычно мозаичный или пойкилитовый. Глинистый (гидрослюдистый) цемент наблюдается во всех изученных разрезах. Также во всех разрезах встречен карбонатный цемент, преимущественно кальцитовый. В разрезе р. Бирюсы в песчаниках наблюдается мелкоагрегатный каолиновый цемент (см. табл. VIII, 2).

По структуре песчаники относятся к мелкозернистым и мелко-среднезернистым (табл. 9). Наблюдается увеличение медианного диаметра песчаных зерен в направлении от центральных частей внутреннего поля амфитеатра к краевым.

В нижней подсвите кежемской свиты песчаникам, наряду с алевролитами, принадлежит ведущая роль. Они, как правило, имеют серый, желтовато- или зеленовато-серый цвет, изредка с розовым оттенком. По минералогическому составу их можно подразделить на кварцевые, полевошпатисто-кварцевые, полевошпатово-кварцевые и кварцево-полевошпатовые.

Кварцевые песчаники встречаются лишь в разрезе р. Иlima. В них отмечается наибольшее содержание полевых шпатов (калишпаты, альбит) и почти полное отсутствие слюды. Некоторые зерна полевых шпатов слабо регенерированы. Среди песчаников встречаются и мелкозернистые разновидности, и крупно- и грубозернистые. Макроскопически кварцевые песчаники светло-серые, плотно сцементированные, неслоистые; цемент их обычно карбонатный, доломитовый (табл. IX, 1).

Таблица 9

Результаты гранулометрического и карбонатного (5%-ные солянокислые вытяжки) анализов песчаников братской свиты

№ обр.	Место взятия	Растворимость, %	>1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01	Кальцит	Доломит
р. Бирюса, у с. Бузыканово										
2509	Скв. 14	5,80	—	0,08	19,04	35,34	4,08	35,66	1,34	1,51
2512	»	5,70	0,40	6,40	48,80	16,60	8,00	14,10	0,41	0,68
2501	»	5,60	—	—	0,10	38,80	18,60	37,50	1,72	—
2503	»	23,00	0,10	2,14	30,30	21,80	8,14	14,52	10,49	1,33

р. Чуна, близ Невонских протоков

1338	Обн. 147	—	—	10,7	26,4	30,5	16,7	15,7	—	—
------	----------	---	---	------	------	------	------	------	---	---

Полевошпатисто-кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники развиты в западной части амфитеатра, в Чуно-Бирюсинском районе. По структуре эти песчаники мелко-среднезернистые и мелкозернистые. Слагаются они преимущественно кварцем. В заметных количествах (10—40%) присутствуют полевые шпаты, представленные главным образом нерешетчатыми калиевыми минералами; иногда отмечаются sdвойникованные микроклин и альбит, а также слюды (биотит и мусковит), микрокварцит, обломки эффузивов; характерно высокое содержание граната, достигающее даже в шлифах 3%.

Кварц наблюдается в виде полуокатанных и хорошо окатанных зерен, лишь изредка с узкими регенерационными каемками. Полевые шпаты имеют такую же в общем форму, однако процессы регенерации затронули их значительно интенсивнее. Так, зерна нерешетчатого калишпата восстанавливают иногда свою кристаллографическую форму (см. табл. IX, 2); в зернах решетчатого микроклина регенерированные полосы лишены двойниковой решетки (табл. X, 1); регенерацией затронуты также зерна альбита. В песчаниках широко развит процесс коррозии терригенных зерен, в первую очередь полевых шпатов, причем коррозией нередко захвачены и регенерационные каемки (см. табл. X, 2).

Кварцево-полевошпатовые песчаники, содержащие более 50% полевых шпатов, встречаются в составе кежемской свиты р. Бирюсы. От полевошпатово-кварцевых аналогов они отличаются лишь повышенным содержанием калиевых полевых шпатов.

Алевролиты и аргиллиты. В составе усть-кутской свиты алевролиты и аргиллиты наиболее распространены в краевых частях внутреннего поля Иркутского амфитеатра. В Илим-Ленском районе они встречаются намного реже. Алевролиты и аргиллиты образуют и тонкие пропластки в ритмично чередующихся пачках, и самостоятельные слои мощностью до нескольких метров. В западной части амфитеатра эти породы слабо сцементированы и легко разламываются руками. В Прибайкалье они обычно значительно плотнее.

Алевролиты имеют алевритовую или алевро-псаммитовую (табл. XI, 2) структуру; сложены, главным образом, кварцем и небольшим количеством полевых шпатов, халцедона, мусковита, биотита, изредка коллофанизированных обломков раковин. Форма обломочных зерен неправильная. Цемент карбонатный или глинисто-карбонатный, поровый и контакто-поровый.

Аргиллиты в составе усть-кутской свиты алевритовые, карбонатные, в большинстве случаев с небольшой примесью мелкого песчаного материала (см. табл. XI, 2).

Распределение кальцита и доломита в алевролитах и аргиллитах по площади и в вертикальном разрезе такое же, что и в песчаниках. В Прибайкалье в разрезах рек Окунайки, Орленги и Таюры кальцит обычно превалирует над доломитом. В Илим-Ленском районе во всех случаях доломит преобладает над кальцитом. В Ангари-Бирюсинском районе в нижних горизонтах свиты преобладает доломит, а в верхних ведущим может являться как тот, так и другой минерал.

Результаты гранулометрических и карбонатных анализов алевролитов и аргиллитов усть-кутской свиты приведены в табл. 10 и 11.

В отложениях *чуньского яруса* алевролиты и аргиллиты являются основными породами первых и третьих пачек ийской и бадарановской свит в западной части Иркутского амфитеатра, реже встречаются они в составе суринской свиты Прибайкалья. Как те, так и другие редко образуют мощные пласты; в большинстве случаев мощности отдельных слоев не превышают 1—2 м. Цвет алевролитов и аргиллитов красный различных оттенков: от кирпично-красного до бурого; встречаются также зеленовато-серые разновидности. Исключение составляет лишь мироновская пачка бадарановской свиты, сложенная в значительной мере зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами.

Для красноцветных пород характерно наличие округлых пятен зеленовато- или голубовато-серого цвета размером от 1 мм до 2—3 см.

Алевролиты и аргиллиты чуньского яруса, как и песчаники, отличаются плохой сортировкой материала, присутствием, как правило, песчаной примеси (табл. 12, 13).

Результаты гранулометрического и карбонатного (5%-ные солянокислые вытяжки) анализов алевролитов усть-кунтской свиты

№ обр.	Место взятия	Карбонатность	>1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,001	<0,01	Кальцит	Доломит
р. Окунайка, г. Тупица										
Нижняя часть свиты										
3033	Обн. 259	50,44	—	—	0,06	6,44	33,93	9,13	43,50	7,42
Средняя часть свиты										
3040	Обн. 259	26,35	—	—	0,4	23,32	26,56	23,36	23,00	1,70
3042	»	45,4	—	—	0,6	3,94	32,3	17,86	35,66	8,66
р. Орленга, близ устья р. Сухой										
Нижняя часть свиты										
4563	ш-14	48,8	—	—	—	11,51	29,67	10,02	46,32	1,07
Верхняя часть свиты										
4573	Обн. 411	36,8	—	—	—	6,34	38,06	18,8	36,64	—
4569	Обн. 408	16,0	—	—	—	7,0	51,00	26,00	16,93	1,92
р. Таюра										
Средняя часть свиты										
4601	Обн. 421	45,35	—	—	—	0,62	39,68	14,35	42,48	—
Верхняя часть свиты										
4674	Обн. 439	52,4	—	—	0,25	19,35	20,4	7,9	42,40	4,70
р. Чуна, у г. Нижнеудинска										
Средняя часть свиты										
2085	Скв. 6	23,46	—	—	0,38	14,74	51,28	10,14	21,54	0,74
р. Бирюса, у с. Шелехово										
Нижняя часть свиты										
2493	Скв. 5	15,06	—	0,04	0,90	19,56	41,30	23,14	1,0	9,51

Алевролиты по составу преимущественно полевошпатово-кварцевые, иногда кварцево-слюдистые (мусковитовые или биотитовые). Цемент глинисто-карбонатный, часто окрашенный бурыми окислами железа (табл. XII, I). Карбонатный материал в цементе в крайних восточных (реки Окунайка, Орленга) и западных (р. Бирюса) разрезах амфитеатра почти полностью кальцитовый. На р. Чуне нередко наблюдается преобладание доломита над кальцитом в третьей пачке ийской свиты и в различных частях разреза бадарановской свиты; в общем к верхам чуньского яруса количество доломита увеличивается.

*Результаты гранулометрического и карбонатного
(5%-ные солянокислые вытяжки) анализов аргиллитов усть-кутской свиты*

№ обр.	Место взятия	Карбо- натность	>1	1—0,5	0,5— 0,25	0,25— 0,1	0,1— 0,01	<0,01	Кальцит	Доломит
-----------	-----------------	--------------------	----	-------	--------------	--------------	--------------	-------	---------	---------

р. Орленга, близ устья р. Сухой

Нижняя часть свиты

4551	ш-10	21,18	—	—	—	2,42	16,68	59,72	7,16	6,69
4555	ш-12	30,6	—	—	—	0,18	12,24	56,98	25,84	3,26
4556	»	33,25	—	—	—	0,10	13,9	52,75	22,80	7,57
4558	»	19,37	—	—	—	0,15	0,85	79,13	8,34	5,64

Средняя часть свиты

4568	Обн. 406	29,3	—	—	—	0,95	17,95	51,8	20,25	5,01
4577	ш-15	38,82	—	—	—	0,28	26,47	34,43	38,29	2,30

р. Чуна, у г. Нижнеудинска

Средняя часть свиты

2083	Скв. 6	29,34	—	—	—	1,10	19,30	50,26	7,66	4,15
2084	»	30,60	—	—	—	13,00	13,84	42,56	—	—
2088	»	26,72	—	—	0,04	0,04	5,14	68,04	2,23	2,93

*Результаты гранулометрического и карбонатного
(5%-ные солянокислые вытяжки) анализов алевролитов ийской и бадарановской свит*

№ обр.	Место взятия	Карбо- натность	>1	1—0,5	0,5— 0,25	0,25— 0,1	0,1— 0,01	<0,01	Кальцит	Доломит
-----------	-----------------	--------------------	----	-------	--------------	--------------	--------------	-------	---------	---------

р. Чуна, с. Солонцы — с. Казачья Бадарановка, ийская свита

Первая пачка

2098	Скв. 6	37,58	—	—	0,4	0,90	47,44	14,24	24,91	5,69
------	--------	-------	---	---	-----	------	-------	-------	-------	------

Третья пачка

1767	Обн. 177	—	—	0,2	1,8	6,3	64,3	27,4	—	—
1770	»	—	—	0,8	3,2	10,2	48,3	37,5	—	—
1788	Обн. 177a	—	—	0,6	4,9	15,2	64,3	15,0	0,65	—
2121	Скв. 6	31,80	—	0,95	6,80	15,70	36,60	8,15	31,24	отс.
1793	Обн. 181	—	—	0,6	3,2	27,5	62,9	5,8	—	—

р. Чуна, у с. Мироново, бадарановская свита

882	Скв. 11	11,0	—	—	0,1	3,6	32,5	44,3	8,5	8,62
875	»	33,4	—	—	0,2	2,8	56,5	7,1	23,40	—
873	»	31,75	—	—	0,10	6,90	40,91	20,34	10,30	20,87
868	»	10,60	—	0,03	0,05	1,50	55,30	32,54	—	—
880	»	—	—	—	0,2	1,6	55,4	42,8	4,16	—
869	»	—	—	—	0,1	0,7	53,3	45,9	—	—
1203	Обн. 131	—	—	—	—	2,1	49,0	48,9	—	—
1193	Обн. 138	21,8	—	—	—	0,2	41,9	36,1	11,55	3,44

Результаты гранулометрического и карбонатного
(5%-ные солянокислые вытяжки) анализов аргиллитов ийской и бадарановской свит

№ обр.	Место взятия	Карбо- натность	>1	1—0,5	0,5— 0,25	0,25— 0,1	0,1— 0,01	<0,01	Кальцит	Доломит
-----------	-----------------	--------------------	----	-------	--------------	--------------	--------------	-------	---------	---------

р. Бирюса, у с. Шелехово

Нижняя пачка

2451	Скв. 6	2,16	—	0,72	2,75	12,57	25,28	58,52	3,92	0,50
2449	»	5,59	—	—	0,04	0,21	15,79	78,37	—	—
2448	»	—	—	0,05	0,11	0,25	8,31	91,28	2,71	2,02

Средняя пачка

2441	Скв. 6	—	—	0,09	0,07	0,19	19,74	79,91	1,68	0,10
2430	»	13,59	—	—	0,06	0,17	11,02	75,16	1,66	7,49
2428	»	—	0,72	7,53	11,50	5,45	17,90	56,90	0,91	—

Верхняя пачка

2427	Скв. 6	—	0,20	2,15	6,13	13,70	24,77	53,05	1,42	—
2473	»	—	0,06	0,64	1,37	1,78	41,55	54,60	1,00	0,66
2472	»	—	0,09	4,25	27,92	7,67	11,51	48,56	1,36	—
2470	»	—	0,29	3,16	7,95	8,40	21,45	58,75	—	—

Аргиллиты состоят в основном гидрослюдой с примесью терригенного и карбонатного материала (см. табл. XII, 2). Соотношение кальцита и доломита в аргиллитах аналогично соотношению в алевролитах.

Алевролиты и аргиллиты занимают значительное место в отложениях *кривоуцкой яруса* и *чертовского горизонта мангазейского яруса*. Они почти целиком сложены нижней и средней пачки мамырской свиты р. Ангара, нижняя пачка мамырской свиты р. Илама, нижняя и средняя пачки кривоуцкой свиты и чертовская свита р. Лены; в верхней части кривоуцкой яруса алевролиты и аргиллиты играют значительную роль на р. Лене.

Алевролиты нижней пачки мамырской свиты на реках Илеме и Ангаре очень близки по составу. Макроскопически это серые со слабым голубоватым оттенком породы, неслоистые, с линзочками глинистого и песчаного материала. Под микроскопом слоистость в большинстве шлифов также не наблюдается. Эти алевролиты полевошпатово-кварцевые, с повышенным (в среднем до 22—23%) количеством калиевых полевых шпатов; цементом служит гидрослюдисто-карбонатный материал. В верхних пачках мамырской свиты Ангара-Илимского района алевролиты часто кварцевые.

В разрезах рек Лены и Таюры, почти как правило, алевролиты кварцевые; особенно низкое содержание полевых шпатов наблюдается в разрезе р. Таюры (в среднем менее 5%). В бассейне р. Лены алевролиты нижней пачки часто пропитаны бурными гидроокислами железа и насыщены железистыми оолитами; в них нередко встречаются карбонатизированные остатки фауны (табл. XIII, 1). По шлифам наблюдается заметное уменьшение крупности зерен алевролитов с запада от р. Ангара на восток до р. Лены. В алевролитах средней пачки кривоуцкой свиты р. Лены отмечаются карбонатные конкреции.

В чертовском горизонте алевролиты встречаются лишь в бассейнах рек Лены и Илама. По составу они близки к алевролитам кривоуцкой яруса, отличаясь от них исключительно гидрослюдистым цементом.

Результаты гранулометрического и карбонатного (5%-ные солянокислые вытяжки) анализов алевролитов и аргиллитов мамырской, криволучской и чертовской свит

№ обр.	Место взятия	Растворимость, %	>1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01	Кальцит	Доломит
р. Ангара, у г. Братска, мамырская свита										
Нижняя пачка										
114	Скв. 5067	15,40	—	—	0,30	26,70	22,60	35,00	—	—
112	»	22,45	—	—	0,03	5,24	20,17	52,11	—	—
р. Илим, у с. Прокопьево, мамырская свита										
Нижняя пачка										
167	Обн. 12	18,9	0,1	0,4	0,3	1,3	31,3	48,0	—	—
169	»	6,3	—	—	2,0	36,0	43,0	12,3	—	—
Верхняя пачка										
176	»	3,7	—	0,1	0,3	24,8	44,6	26,5	—	—
р. Лена, у с. Кривая Лука, криволучская свита										
Нижняя пачка										
4775	Обн. 446	10,3	—	—	0,03	0,15	16,32	73,12	4,44	—
4781	»	13,6	—	—	—	0,15	33,9	52,35	13,6	—
4782	»	8,02	—	—	—	1,2	37,7	53,08	4,32	0,88
Средняя пачка										
4789	Обн. 446	7,70	—	—	—	0,2	6,1	86,4	1,46	—
4790	»	—	—	—	—	0,15	5,55	94,3	3,31	—
4791	»	41,5	—	—	0,04	0,2	15,16	43,1	36,33	1,10
Верхняя пачка										
4794	Обн. 446	13,95	—	—	—	7,2	28,9	49,95	11,96	—
4795	»	17,80	—	—	—	0,4	22,5	59,3	15,19	—
4799	»	1,1	—	—	—	0,41	43,8	78,4	1,2	—
р. Лена, напротив с. Кудрино, чертовская свита										
4818	Обн. 447	—	—	—	—	10,2	14,3	75,5	—	—
4819	»	8,7	—	—	—	12,8	22,8	55,7	4,64	—
4829	»	25,3	—	—	5,10	25,4	11,05	33,15	—	—
р. Таюра, криволучская свита										
Нижняя пачка										
4662	ш-22	—	—	—	0,12	17,87	41,17	40,95	—	—
4663	ш-23	—	—	0,07	5,4	36,8	21,9	35,83	—	—

Аргиллиты криволучского яруса и нижних слоев чертовского горизонта мангазейского яруса обычно слюдистые, карбонатные, содержат большое количество алевроитовых и песчаных зерен. Выше по разрезу залегают гидрослюдистые аргиллиты без примеси алевроитовых зерен или с небольшим их количеством. Для таких аргиллитов характерен монотонный тускло-зеленовато-серый цвет, иногда с бурым оттенком. Под микроскопом они представлены мельчайшими чешуйками гидрослюды с исключительно редкими алевроитовыми зернами. Абсолютное большинство зерен гидрослюды

имеет одинаковую оптическую ориентировку и погасает в скрещенных николях в пределах всего шлифа одновременно (см. табл. XIII, 2), что характерно для пород чертовского горизонта как на р. Лене (чертовская свита), так и на р. Илеме (верхи мамырской свиты).

Результаты гранулометрического и карбонатного анализа алевролитов и аргиллитов мамырской, криволуцкой и чертовской свит приведены в табл. 14.

В алевролитах среднего ордовика встречаются карбонатно-алевритовые конкреции, развитые наиболее широко в составе средней пачки криволуцкого яруса р. Лены; приурочены они к определенным слоям, в составе которых развиты интенсивно. Размер конкреций значителен — до 25—35 см; обычно конкреции имеют эллипсоидную форму и состоят из того же алевроитового материала, что и вмещающая их порода, но с повышенным количеством кальцита (табл. 15).

Таблица 15

Сопоставление состава конкреции и вмещающего алевролита из отложений криволуцкого яруса р. Лены (химанализ 5%-ных солянокислых вытяжек)

№ обр.	Место взятия	Порода	Компоненты									
			Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	H. о.	CO ₂	сумма	кальцит	доломит
4790	Обн. 446, р. Лена	Алевролит	3,71	0,97	2,35	1,74	1,25	81,80	1,37	93,19	3,11	—
4791	То же	Конкреция	1,66	0,82	1,60	20,69	1,29	52,82	16,50	95,38	36,33	1,10

В отложениях *братской* и *макаровской свит* алевролиты и аргиллиты преобладают во многих разрезах. Среди алевролитов наблюдаются полевошпатово-кварцевые и кварцево-полевошпатовые разновидности (содержание полевых шпатов в последних более 50%).

Полевошпатово-кварцевые алевролиты с содержанием полевых шпатов (почти исключительно калиевых) до 15—20% развиты в разрезах рек Чуны, Бирюсы, а также в нижних горизонтах свит на реках Ангаре и Илеме. Многие слои в средней части братской свиты на р. Ангаре и в средней и верхней ее частях на р. Илеме имеют уже кварцево-полевошпатовый состав. Содержание полевых шпатов в отдельных образцах с р. Илеме достигает 65%. В алевролитах присутствует слюда — преимущественно биотит, в большинстве случаев гидратизированный; в значительно меньшем количестве наблюдается мусковит. Во многих случаях, особенно в низах толщи, в алевролитах встречаются хорошо окатанные зерна кварца размером 0,5—1 мм. В самых нижних горизонтах на р. Илеме наблюдаются обломочки фосфатно-глинистой породы. В некоторых прослоях алевролитов в низах толщи кварцевые и калишпатовые зерна регенерированы. Иногда новообразования кварца выполняют полностью поры между обломочными зернами. Наблюдается также коррозия кварцевых и полевошпатовых зерен.

Цементирующий материал в алевролитах глинистый, глинисто-карбонатный, карбонатный, в редких случаях (р. Илим) — гипсово-карбонатный (табл. XIV, 2). Карбонатный материал в цементе в западной части амфитеатра преимущественно кальцитовый, в центральной — кальцитовый и доломитовый.

Аргиллиты состоят из микрозернистого пелитового материала, содержащего часто значительное количество (до 15—30%) мелких алевроитовых, а иногда и песчаных зерен кварца, калиевого полевого шпата и слю-

ды. Содержание последней обычно не превышает 1—2%, поднимаясь только в некоторых слоях до 5—8%. Слюда представлена в основном гидратизованным биотитом. Для аргиллитов характерна весьма обильная насыщенность бурыми гидроокислами железа. Распределение зерен кварца и полевого шпата в аргиллитах по разрезам аналогично таковому в алевролитах.

Минералогический состав глин преимущественно гидрослюдистый. Часты в аргиллитах включения зерен доломита в виде правильных ромбоэдров, размер которых достигает 0,035 мм.

Результаты гранулометрического и карбонатного анализов алевролитов и аргиллитов братской и макаровской свит приведены в табл. 16.

Таблица 16

Результаты гранулометрического и карбонатного (5%-ные солянокислые вытяжки) анализов аргиллитов и алевролитов братской и макаровской свит

№ обр.	Место взятия	Растворимость, %	>1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01	Кальцит	Доломит	Гипс
--------	--------------	------------------	----	-------	----------	----------	----------	-------	---------	---------	------

р. Лена, напротив с. Кудрино

Аргиллиты

4834	Обн. 448	18,10	—	—	—	0,32	10,55	71,03	4,6	4,57	—
4836	»	20,80	—	—	0,14	0,71	23,40	49,95	14,96	0,59	—
4837	»	22,5	—	—	—	0,10	16,00	61,4	3,47	12,14	—

р. Чуна, у с. Мироново

Алевролиты

850	Скв. 11	—	—	—	0,6	2,8	51,1	45,5	0,55	2,40	—
852	Гл. 70, 0 м	—	—	—	0,9	17,5	50,5	31,1	2,51	2,38	—
	Скв. 11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Гл. 104 м	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Аргиллиты

851	Скв. 11	—	—	0,03	0,50	1,30	43,56	54,61	0,59	1,29	—
853	»	3,32	—	0,02	0,10	0,25	27,20	69,11	1,01	2,05	—
854	»	—	—	—	0,10	0,59	37,26	62,05	—	—	4,40
859	»	—	—	—	0,06	0,45	25,31	74,18	0,77	1,14	—
860	»	—	—	—	0,3	1,1	43,2	55,40	2,21	0,50	—

В составе нижней подсвиты кежемской свиты алевролиты имеют тот же состав, что и песчаники, характеризуюсь лишь несколько более повышенным содержанием полевых шпатов.

Аргиллиты в нижней подсвите кежемской свиты занимают подчиненное положение. Это красноцветные и реже зеленоцветные породы, тонкослоистые, непрочные. Слагаются они весьма тонкозернистой пелитовой массой, пронизанной часто бурыми гидроокислами железа и содержащей мельчайшие частички слюды. Нередко наблюдаются и более крупные чешуйки слюды размером до 0,2 мм (преимущественно мусковит), а также редкие зерна мелкозернистого алевролитового материала, образующего иногда линзовидные скопления. Порода может быть неоднородна по составу, а именно: насыщенные в высокой степени железом сгустки красного цвета как бы сцементированы более светлым материалом. Иногда в аргиллитах наблюдаются мелкие зернышки карбоната размером 0,005—0,01 мм.

Известняки и доломиты. Известняки и доломиты наиболее широко развиты в отложениях усть-кутской свиты, но наблюдаются также в породах чуньского яруса нижнего ордовика, в среднем ордовике и в силуре. Структурно-генетическая классификация их приведена в табл. 17.

Таблица 17

Структурно-генетическая классификация известняков и доломитов ордовикских и силурийских отложений Иркутского амфитеатра¹

Тип первичного осадка	Наблюдаемые структурно-генетические типы пород		
	Известняки		Доломиты
	Седиментационные	Диagenетические	Диagenетические ²
Биогенный	Ракушняковые	—	—
Биохемогенный	Строматолитовые микрозернистые (0,001—0,01 мм)	Строматолитовые тонкозернистые (0,01—0,1 мм)	Строматолитовые диagenетически перекристаллизованные микро-мелкозернистые (0,008—0,2 мм)
Хемогенный	Оолитовые и близкие к ним морфологически, неперекристаллизованные	Оолитовые и близкие к ним перекристаллизованные	Оолитовые диagenетически перекристаллизованные
	Нормально седиментационные микрозернистые (0,001—0,01 мм)	Нормально седиментационные перекристаллизованные микро- и тонкозернистые (0,001—0,1 мм)	Нормально седиментационные диagenетически перекристаллизованные

¹ Данная классификация составлена с использованием классификаций Г. И. Теодоровича (1958) и И. В. Хворовой (1958).

² В тексте условно именуются водорослевыми, оолитовыми и седиментационными доломитами по типу первичного осадка.

В составе усть-кутской свиты выделяются водорослевые, оолитовые нормально седиментационные известняки и сходные с ними по текстурным признакам доломиты.

В группу оолитовых известняков мы включаем как собственно оолитовые образования, так и близкие к ним псевдооолитовые, оолитово-комковатые, онколитовые. Анализ материала показывает, что многие оолитоподобные формы в отложениях ордовика могут рассматриваться как онколиты. Впервые наличие онколитов в усть-кутской свите Иркутского амфитеатра отметил В. П. Маслов (1955), но сколько-нибудь детально специалистами по микропроблематике они не изучались и определений их в работе не дается. Мы указываем лишь на некоторые черты сходства оолитоподобных образований из отложений усть-кутской свиты Иркутского амфитеатра с описанными в литературе онколитами из толщ другого возраста, в частности, рифейских и нижнекембрийских.

Оолитовые известняки распространены в отложениях усть-кутской свиты в пределах Присяянской и Прибайкальской структурно-фациальных зон повсеместно. Они имеют серый, реже красно- и лилово-бурый цвет. Мощности слоев известняков не превышают нескольких метров. Раз-

мер оолитов в известняках различен; в пределах даже одного образца он может меняться от 0,12 до 2—3 мм, но в основном колеблется от 0,8 до 1,5 мм. Форма оолитов в большинстве случаев округлая, реже эллипсоидная, удлиненная и в отдельных случаях неправильная, что связано исключительно с формой ядер.

Большинство оолитов обнаруживает ясное деление на ядра и оболочки. В качестве ядер первоначально служили сгустки пелитоморфного и микрозернистого карбоната и в более редких случаях зерна кварца; иногда в качестве ядер выступают два-три соприкасающихся друг с другом уже сформированных оолита или оолит и комочек пелитоморфного карбоната, а также обломки оолитов. В шлифах, однако, пелитоморфный карбонат в ядрах оолитов встречается не часто; во многих случаях он перекристаллизован. Оболочки оолитов обычно обладают четким концентрическим строением. В других, более редких, случаях концентрическое строение выражено нечетко. Количество концентров, когда они достаточно выражены, колеблется от 1—2 до 10 и более. Соотношение между размерами ядер и оболочек изменяется в широких пределах; диаметр ядра может составлять от 15 и почти до 100% диаметра оолита. В зависимости от строения оолитов, характера их ограничений и перекристаллизации выделяется несколько типов оолитовых известняков.

Прежде всего, известняки с округлыми или слегка овальными оолитами, имеющими большое количество (10—12 и более) концентров, сложенных микрозернистым карбонатом (см. табл. XIV, 1). Оолиты этого вида напоминают онколиты *Osagia tenuilamata* Reitl. (Рейтлингер, 1959; Журавлева, 1964). Карбонатный материал таких оолитов часто подвергается выщелачиванию, при этом растворяются или внешние оболочки оолитов, или их ядра, или же малустойчивые промежуточные слои. Иногда материал таких промежуточных слоев может подвергаться перекристаллизации при неизменном микрозернистом ядре. Нередко оолиты выщелачиваются полностью. В породе в значительном количестве наблюдаются сгустки микрозернистого карбоната размером большей частью менее 0,1 мм, иногда крупнее — до 0,6 мм. Насыщенность пород оолитами почти всегда высокая. Ограничения оолитов четкие; они редко контактируют друг с другом. Цементом служит обычно разнородный кальцит с размером зерен от нескольких сотых до нескольких десятых миллиметра. Часто присутствует алевроитовый и песчаный материал.

Оолитовые известняки описанного типа широко развиты в составе верхней части усть-кутской свиты р. Ангара и в нижней части свиты в Прибайкалье.

Весьма интересны оолитовые известняки с четко ограниченными оолитами, входящие в состав сорокинской пачки усть-кутской свиты в Прибайкалье, — массивные, красно-бурые с лиловым оттенком, с многочисленными стилолитовыми швами и обильными включениями колпачковых гастропод. Размер их, как правило, — 0,1—0,5 мм. Концентры в оолитах обычно выражены четко, но их количество невелико и обычно не превышает трех-четырех. Иногда наблюдаются два концентрика или же ядро оолита окружено лишь одной оболочкой (табл. XV—1, 2). Границы между концентриками часто очень темные, хорошо выраженные. Карбонатный материал оолитов перекристаллизован, и в них сочетаются черты концентрического и радиально-лучистого или шестоватого строения. Среди оолитов наблюдаются формы, близкие к *Osagia aculeata* и некоторым видам *Radiosus* (Журавлева, 1964).

В рассматриваемых известняках многие из оолитов соприкасаются друг с другом, причем наблюдается взаимное проникновение оолитов по зубчатым ограничениям (см. табл. XV, 1). Связано это с широким разви-

тием микростилолитов, часто «переполняющих» породу. Известняки подобного рода, встречаясь весьма редко в других местах, типичны для средней части свиты в Прибайкалье, прослеживаются здесь на многие десятки и даже сотни километров, что позволяет с успехом коррелировать отделенные разрезы.

В некоторых оолитовых известняках из низов усть-кутской свиты р. Орленги оолиты состоят лишь из ядра и одного или, реже, двух концентров, разделенных широкой темной полосой. Внешняя концентрическая зона светлая, широкая, сложенная шестоватым кальцитом; оолит может быть окаймлен более или менее четкой темной полоской или лишен ее (табл. XVI, 1). Отдельные оолиты напоминают *Radiosus crustosus* и *Radiosus praerimosus* (Журавлева, 1964).

Во всех разрезах встречаются оолитовые известняки с перекристаллизованными оолитами. Перекристаллизация наиболее часто приводит к образованию во внешних оболочках оолитов своеобразных радиально-лучистых лейст или шестиков. На начальных стадиях перекристаллизации оолиты обычно сохраняют свой первичный облик, в них четко разграничиваются ядра и оболочки. Далее в процесс перекристаллизации вовлекается не только карбонатный материал оболочек, что часто имеет место, но и ядер. При выщелачивании поверхностной оболочки таких радиально-лучистых оолитов образуется характерная сферолитовая текстура (см. табл. XVI, 2). В той или иной степени такая перекристаллизация имеет место во многих оолитовых известняках, однако типичные сферолитовые известняки встречаются довольно редко.

Наблюдается и совершенно иной тип перекристаллизации известковых оолитов, когда они сохраняют свою округлую форму, однако ни концентрического, ни радиально-лучистого строения уже не имеют. Слагаются оолиты обычно одним или несколькими крупными кристаллами карбоната. Некоторые из этих оолитов напоминают такие формы, как *Radiosus sphaericus*, описанные З. А. Журавлевой (1964). Их внешняя каемка иногда слагается глауконитом (табл. XVII, 1). Известняки с перекристаллизованными оолитами, отороченными глауконитом, встречаются исключительно в Присянье в полосе значительной протажности; находки их имеются в районах городов Нижнеудинска и Тайшета. Еще один тип перекристаллизации оолитов в известняках связан с перекристаллизацией всей породы, т. е. как оолитов, так и цемента. Размер отдельных карбонатных зерен достигает в этих известняках 0,05 мм. Ограничения оолитов становятся нечеткими; для цемента характерен несколько более крупный, чем для оолитов, размер зерен (см. табл. XVII, 2).

Цементирующим материалом в оолитовых известняках служит кальцит. Структуры цемента разнообразны; наиболее обычен базальный тип, часто наблюдается мозаичная структура с размером кристаллов кальцита до 1 мм; изредка отмечается пойкилитовая структура (см. табл. XV, 2). Интересна регенерационная структура, при которой оолиты подвергались интенсивному разрастанию до взаимного соприкосновения их, а не затронутые этим процессом участки выполнены микрозернистым кальцитом (см. табл. XVI, 1). Типы цемента, связанные с перекристаллизацией первичного материала (мозаичный, пойкилитовый, регенерационный), приурочены главным образом к породам Прибайкальской структурно-фациальной зоны.

По составу оолитовые известняки в основном чистые, с небольшой примесью песчаного и глинистого материала (табл. 18). При увеличении содержания окиси магния и терригенного материала наблюдаются переходные разновидности к оолитовым доломитам и известковым песчаникам. Отдельные разрозненные оолиты в песчаниках встречаются весьма часто.

*Результаты химических анализов (5%-ные солянокислые вытяжки)
оолитовых известняков усть-кутской свиты*

№ обр.	Место взятия	Компоненты, %										
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Н.о.	CO ₂	сумма	каль- цит	доло- мит
Нижняя часть свиты р. Окунайка, г. Тупица												
3018	Обн. 259	—	0,93	0,29	0,21	44,99	2,42	14,47	37,24	100,55	75,91	8,09
р. Орленга												
4051	р. Сухая	0,19	0,26	0,48	—	47,41	0,83	12,10	37,18	98,45	84,63	—
4519	Обн. 401	0,03	н. обн.	0,14	0,22	52,92	0,83	2,68	42,68	99,40	91,88	4,76
4521	»	0,14	н. обн.	0,04	0,22	44,74	0,87	16,78	36,28	99,07	77,23	4,85
4522	»	0,06	н. обн.	0,10	0,75	50,50	0,74	7,22	40,68	100,05	87,38	4,25
4523	»	0,19	н. обн.	0,08	0,51	43,14	1,52	18,12	35,20	98,56	73,96	5,60
4545	Обн. 405	0,18	0,06	0,28	0,25	48,85	0,60	9,14	37,84	97,20	86,51	1,44
4549	»	0,27	0,27	0,53	0,55	41,44	0,98	21,01	33,88	98,93	70,91	5,64
4052	р. Сухая	0,31	0,33	0,26	—	50,69	1,01	6,50	40,48	98,58	88,91	2,89
р. Таюра												
4676	Обн. 411	—	0,80	0,17	0,47	52,62	1,49	3,95	41,36	100,86	92,18	1,53
р. Лена, у с. Коношаново												
4046	Обн. 304	0,48	0,41	0,31	0,55	42,71	3,35	13,56	37,12	98,49	68,05	15,07
4047	»	0,24	0,33	0,78	—	44,10	1,13	16,10	35,84	98,52	71,89	5,21
Средняя часть свиты р. Орленга												
4567	Обн. 407	0,22	0,37	0,08	0,25	49,06	0,58	9,20	39,16	98,92	86,1	2,71
р. Таюра												
4667	Обн. 438	—	0,91	0,34	0,53	50,68	0,90	6,64	39,49	99,49	89,20	2,14
4668	»	—	2,26	0,09	0,60	45,22	1,37	14,96	33,66	98,16	78,98	3,23
4669	»	—	Н. обн.	Н. обн.	Н. обн.	52,77	0,30	6,95	39,27	99,29	94,19	—
Верхняя часть свиты р. Ангара, уг. Братска												
1127	Скв. 18	—	—	—	—	45,23	2,22	12,64	35,82	95,91	80,01	4,33
1129	»	—	—	—	—	53,86	1,26	1,28	39,70	96,10	96,14	—
1133	»	—	—	—	—	45,06	2,12	12,94	35,42	95,54	80,42	0,04
1	Скв. 5018	—	—	—	—	43,12	3,62	12,96	38,10	94,80	67,12	17,85
2	»	—	—	—	—	43,77	1,30	15,28	34,68	95,03	77,40	1,37
3	»	—	—	—	—	52,40	1,57	2,34	40,70	97,01	93,53	—
р. Бирюса, у с. Шелехово												
99*	Скв. 5	—	0,42	0,37	—	53,19	0,78	2,92	41,69	99,37	94,93	—
103*	»	—	2,47	1,05	—	32,00	4,30	31,40	28,0	99,22	50,54	12,10
101*	»	—	0,75	—	0,34	32,46	1,03	39,52	25,24	99,34	57,94	—

* По данным И. Ф. Горбачева.

Оолитовые доломиты найдены в средних горизонтах усть-кутской свиты в бассейнах рек Илима и Лены, в нижних горизонтах свиты на р. Ангаре в районе г. Братска (доломитовый известковистый песчаник с оолитами) и в более западных районах, вплоть до р. Бирюсы. Мощность их достигает 6 м.

Оолитовые доломиты большей частью перекристаллизованы. Перекристаллизации подвергались как сами оолиты, сложенные микро- и тонкозернистым карбонатом с размерами зерен 0,005—0,05 мм, так и цемент, представленный тонко- и мелкозернистым доломитом с размерами зерен 0,05—0,20 мм. Наблюдаются два вида контактов между перекристаллизованными оолитами и цементом. В одних случаях переходы постепенные, и оолиты не имеют четких ограничений (табл. XVIII, 1), в других — ограничения оолитов весьма четкие (см. табл. XVIII, 2). Результаты химических анализов оолитовых доломитов приведены в табл. 19. Собственно

Таблица 19

Результаты химических анализов (5%-ные солянокислые вытяжки)
оолитовых доломитов усть-кутской свиты

№ обр.	Место взятия	Компоненты, %									
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	H.о.	CO ₂	сумма	каль- ций

Нижняя часть свиты
р. Лена у г. Усть-Кута

4701	Обн. 443	0,34	0,44	1,45	—	24,04	14,58	26,0	33,44	100,29	9,75	61,07
4705	»	0,24	0,37	0,53	—	31,25	17,31	8,20	42,24	100,14	15,47	74,24
2706	»	0,40	0,22	0,43	—	30,55	30,00	4,02	45,10	100,72	6,45	88,55

р. Ангара, у г. Братска

1146	Скв. 18	—	—	—	—	14,49	7,67	51,72	16,12	90,00	13,91	22,01
------	---------	---	---	---	---	-------	------	-------	-------	-------	-------	-------

р. Бирюса, у с. Шелехово

2492	Скв. 5	—	0,35	0,16	1,43	28,66	17,36	17,52	37,52	103,00	12,42	71,35
------	--------	---	------	------	------	-------	-------	-------	-------	--------	-------	-------

Средняя часть свиты
р. Илим, среднее течение

657	Скв. 253	—	—	—	—	28,12	19,76	8,60	44,44	100,92	—	93,77
-----	----------	---	---	---	---	-------	-------	------	-------	--------	---	-------

оолитов с четким концентрическим строением и ясными границами между концентриями в описываемых породах почти не наблюдается. В лучшем случае оолиты разделяются на внутреннюю и внешнюю зоны, хотя иногда можно заметить следы пяти-шести концентров. В тех случаях, когда у доломитовых оолитов четкая темная карбонатная оболочка, она может обрамлять и несколько оолитов, расположенных рядом, как это, впрочем, наблюдается нередко и в известняках. Наряду с округлыми оолитами часто встречаются близкие по составу образования овальной и неправильной формы.

В оолитовых известняках и доломитах нередко присутствует глауконит, зерна которого имеют или правильные округлые очертания, или образуют скопления неправильной формы. Как уже говорилось, глауконит нередко образует внешние оболочки оолитов, а иногда встречается и во внутренних концентриях, приурочиваясь к какому-либо одному из них.

Строматолитовые известняки и доломиты занимают в разрезе усть-кутской свиты значительное место. Известняки развиты в нижних и верхних горизонтах свиты в Прибайкалье (реки Орленга, Таюра, Окунайка)

и в верхних горизонтах свиты в Присаянье; доломиты наблюдаются по всему разрезу в Ангара-Ленском районе и в нижних горизонтах усть-кутской свиты в Северном Присаянье (р. Бирюса).

Строматолитовые известняки и доломиты представляют весьма плотные породы; размер биогерм достигает в поперечнике нескольких метров; их поверхность часто мелкобугорчатая. Известняки имеют тонкозернистую и микрозернистую структуру с размерами зерен 0,003—0,02 мм (табл. XIX, 1). Тонкозернистый материал крупнее 0,01 мм является, по-видимому, результатом перекристаллизации микрозернистого. В шлифах часто наблюдается волнообразная полосчатость, отвечающая слоистости биогерм. Доломиты, в отличие от известняков, лишь внешне сохраняют форму первичных биогерм. Микроскопически это, как правило, перекристаллизованные породы с размером зерен 0,008—0,2 мм. Форма зерен гипидиоморфная (см. табл. XIX, 2).

Строматолитовые доломиты, видимо, следствие доломитизации известковых биогерм.

Имеют место и другие формы доломитизации строматолитовых известняков с образованием крупно- и среднезернистых известковых и известковистых доломитов с исключительно неравномерным соотношением кальцитового и доломитового материала. Зерна доломита, достигающие в таких породах 0,4—0,6 мм, имеют форму правильных ромбоэдров, замещающих микрозернистый кальцит (табл. XX, 1). Химический состав строматолитовых известняков и доломитов приведен в табл. 20 и 21.

Нормально седиментационные известняки в составе усть-кутской свиты распространены преимущественно в крайней восточной части амфитеатра, в бассейне р. Окунайки. В меньшем количестве они встречаются в бассейнах рек Орленги и Таюры и на р. Ангаре. В Присаянье седиментационные известняки встречены не были.

Выделяются песчаные, алевроитовые и глинистые седиментационные известняки, количество терригенной составляющей в которых колеблется в широких пределах, а также сгустковые седиментационные известняки, содержащие обычно небольшое количество терригенной примеси. Основными являются песчаные и алевроитовые разновидности, которые в Прибайкалье (р. Окунайка) залегают в составе нижней части свиты в виде пластов весьма плотных темно-серых однородных по составу пород мощностью до 7 м. Значительно реже встречаются глинистые, а также относительно чистые седиментационные известняки, содержащие малое количество терригенного материала.

Наиболее обычны тонко- и мелкозернистые седиментационные известняки, в которых размеры карбонатных и терригенных зерен обычно равны и составляют в основном 0,06—0,15 мм (см. табл. XX, 2; XXI, 1). На р. Орленге встречаются разновидности, сложенные микро- и тонкозернистым карбонатом. Первичен в породе, по-видимому, микрозернистый кальцит, переходящий в результате перекристаллизации в тонкозернистый с размером зерен до 0,1 мм. Также седиментационными, возможно, являются сгустковые доломитовые известняки, встреченные в разрезе р. Орленги. Они слагаются сгустками микрозернистого кальцита неправильной формы и различных размеров (до 0,28—0,30 мм в поперечнике), часто удлиненными, пространство между которыми выполнено тонко- и микрозернистым кальцитом и доломитом. Количество сгустков составляет 60—70% общего объема породы. Сгустки, возможно, копролитового происхождения (см. табл. XXI, 2).

Результаты химических анализов седиментационных известняков усть-кутской свиты приведены в табл. 22.

*Результаты химических анализов (5%-ные солянокислые вытяжки)
строматолитовых известняков усть-кутской свиты*

№ обр.	Место взятия	Содержание, %										
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	H.о.	CO ₂	сумма	каль- цит	доло- мит
Нижняя часть свиты												
р. Окунайка												
3035	г. Тупица	1,71	0,37	0,21	45,08	1,04	13,80	33,37	95,58	80,46	—	
р. Орленга, ниже устья р. Кислой												
4518	Обн. 401	0,16	н. обн.	0,08	0,51	48,31	2,91	5,77	41,36	99,10	78,41	14,41
Средняя часть свиты												
р. Орленга												
4083	Обн. 311	0,69	0,83	0,14	0,58	43,90	0,63	15,61	35,2	97,58	76,67	3,11
р. Таюра												
4609	Обн. 421	—	2,20	0,41	0,63	45,40	1,41	11,66	36,96	93,72	76,38	6,23
4611	»	—	1,75	н. обн.	0,63	49,57	1,33	7,90	39,05	100,28	87,96	0,78
4670	Обн. 439	—	3,11	н. обн.	1,13	38,87	3,56	20,16	34,10	100,93	60,49	15,71
р. Ангара, у г. Братска												
781	Скв. 29	—	—	—	—	51,83	2,10	8,10	41,34	103,33	91,02	2,75
1131	Скв. 18	—	—	—	—	50,59	3,33	2,74	40,42	97,08	87,74	3,92
1133	»	—	—	—	—	45,06	2,12	12,94	35,42	95,54	89,87	1,25
1134	»	—	—	—	—	22,43	1,23	55,94	18,20	97,80	—	—
р. Бирюса, у с. Шелехово												
97*	Скв. 5	—	0,38	0,04	0,34	50,35	1,30	7,82	39,82	100,05	80,43	0,63

* По данным И. Ф. Горбачева.

Нормально седиментационные доломиты широко развиты в усть-кутской свите на р. Лене ниже г. Усть-Кута. В меньшем количестве они встречаются в бассейне р. Илима и совсем редко в нижних горизонтах свиты в краевых частях амфитеатра (реки Уда и Таюра), а также на р. Ангаре.

Седиментационные доломиты серого или розового цветов центральной части амфитеатра (реки Илим и Лена) образуют слои мощностью до нескольких метров. В западной части амфитеатра на р. Чуне, а также на р. Ангаре такие же доломиты образуют прослои, мощности которых измеряются сантиметрами, реже десятками сантиметров.

В зависимости от содержащейся терригенной примеси эти доломиты разделяются на те же группы, что и известняки. Характерным является большой процент относительно чистых седиментационных доломитов по сравнению с аналогичным типом известняков.

Чистые доломиты представляют массивную, лишенную слоистости породу. Песчаные разновидности нередко слоистые, в том числе косослоистые, часто содержащие глауконит. Глинистые доломиты, близкие по внешнему облику к аргиллитам, нередко тонкослоистые, но встречаются и неслоистые разновидности.

*Результаты химических анализов (5%-ные солянокислые вытяжки)
строматолитовых доломитов усть-кутской свиты*

№ обр.	Место взятия	Компоненты, %										
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O	FeO	CaO	MgO	Н.о.	CO ₂	сумма	каль- цит	доло- мит
Нижняя часть свиты р. Лена, у г. Усть-Кута												
4693	Обн. 443	0,63	0,94	0,84	—	27,96	17,97	12,24	39,82	100,4	9,24	74,91
4707	»	0,35	0,40	0,50	—	30,58	19,70	5,44	42,68	99,65	12,08	78,30
4696	»	0,33	0,84	0,57	—	30,05	19,58	5,88	43,34	100,59	22,88	56,76
р. Илим, среднее течение												
655	Скв. 253	—	—	—	—	27,87	20,16	11,94	41,00	100,07	—	91,65
р. Ангара, у г. Братска												
1141	Скв. 18	—	—	—	—	29,38	15,53	8,62	37,54	90,07	30,14	59,86
1144	»	—	—	—	—	23,64	15,70	19,44	33,60	92,38	7,98	63,03
р. Бирюса, у с. Шелехово												
2491	Скв. 5	—	0,94	0,25	1,51	23,24	13,06	26,17	33,34	95,81	7,15	63,23
114*	»	—	2,82	—	1,83	28,23	19,06	6,85	40,25	99,04	9,19	75,88
115*	»	—	4,95	—	1,39	23,96	16,55	16,29	35,53	98,57	4,71	70,10
116*	»	—	1,62	—	2,27	23,39	15,33	22,39	34,66	99,66	4,65	68,33
Средняя и верхняя части свиты р. Илим, среднее течение												
660	Скв. 253	—	—	—	—	33,09	20,00	5,30	43,54	101,93	19,07	73,65
661	»	—	—	—	—	33,65	19,29	3,20	45,77	101,91	15,57	81,57
664	»	—	—	—	—	30,89	20,71	6,74	42,78	101,12	12,97	77,67

Седиментационные доломиты, как правило, перекристаллизованы и представляют собой, по-видимому, доломитизированные известковые илы. По структуре выделяются тонкозернистые доломиты с размером зерен 0,01—0,02 мм (табл. XXII, 1), сгустковые доломиты, у которых среди основной массы зерен указанного размера наблюдаются участки, сложенные зернами 0,05—0,08 мм, а в отдельных случаях — до 0,1—0,2 мм (см. табл. XXII, 2); и мелко-среднезернистые доломиты, сложенные зернами 0,1—0,35 мм. Сгустковые доломиты, видимо, являются в одних случаях результатом вторичной перекристаллизации тонкозернистых доломитов, а в других — результатом копролитового происхождения.

В песчаных седиментационных доломитах микрозернистая структура встречается редко; основная масса карбонатов здесь тонко- и мелкозернистая. Зерна доломита по размерам такие же, что и обломочные зерна, или несколько меньше их. Результаты химических анализов седиментационных доломитов приведены в табл. 23.

Как в седиментационных известняках, так и в доломитах терригенный материал отсортирован по крупности в центральной и восточной частях амфитеатра хорошо; в западной же части амфитеатра сортировка обломочного материала очень плохая (табл. XXIII, 1). Количество кальцита в седиментационных доломитах колеблется от 5—10% на р. Лене, до 30% на р. Таёре.

Результаты химических анализов (5%-ные солянокислые вытяжки) нормально седиментационных известняков усть-кутской свиты

№ обр.	Место взятия	Компоненты, %										
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Н.о.	CO ₂	сумма	кальцит	доломит
Нижняя часть свиты												
р. Окунайка, г. Туница												
3019	Обн. 259	—	0,84	0,17	0,63	42,90	2,71	15,26	36,13	98,69	70,98	10,30
3021	»	—	1,28	0,45	0,21	41,57	0,67	22,86	30,20	97,24	74,20	—
3025	»	—	1,25	0,21	0,64	45,90	0,94	13,43	36,63	99,00	80,57	2,51
3026	»	—	0,69	0,45	0,21	41,57	0,50	22,45	32,77	98,64	73,88	0,59
3023	»	—	2,22	0,21	0,79	43,66	0,96	15,29	33,89	97,02	77,93	—
3031	»	—	0,84	0,09	0,72	33,71	2,08	34,70	28,21	100,35	56,22	7,30
3032	»	—	0,69	0,15	0,14	49,07	0,56	9,18	38,14	97,93	87,59	—
3036	»	—	0,90	—	0,78	25,41	1,58	48,94	17,24	94,85	45,35	—
р. Орленга												
4543	Обн. 405	0,19	0,22	0,56	0,32	32,78	0,66	37,20	26,84	93,58	56,00	4,63
4548	»	0,39	0,69	0,29	0,51	26,28	2,83	46,65	23,32	100,57	41,19	10,52
4546	»	0,96	0,90	0,96	0,73	28,43	4,21	37,26	25,52	93,87	43,44	13,45
3027	Обн. 259	—	0,80	0,21	0,21	50,05	0,61	6,63	39,65	93,15	88,48	1,55
Верхняя часть свиты												
р. Таяра, в 5 км ниже устья р. Бильбы												
4631	Обн. 430	—	1,09	0,91	0,45	31,54	2,83	37,05	27,06	100,93	48,76	13,87
р. Ангара, у г. Братска												
1126	Скв. 18	—	—	—	—	38,56	4,12	21,41	32,40	96,49	63,11	10,53

Результаты химических анализов (5%-ные солянокислые вытяжки) нормально седиментационных доломитов усть-кутской свиты

№ обр.	Место взятия	Компоненты, %										
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	H.о.	CO ₂	сумма	кальцит	доломит
Нижняя часть свиты												
Доломиты песчаные и алевроитовые												
р. Таюра, в 6 км ниже с. Аикта												
4678	Обн. 441	—	2,26	0,16	1,44	28,33	15,92	14,08	37,51	99,70	15,69	64,13
4679	»	—	1,76	0,34	2,57	30,84	14,86	12,28	38,83	101,48	21,47	61,57
4680	»	—	0,98	0,34	0,75	26,34	8,45	34,85	28,05	99,76	30,09	31,04
р. Лена, у г. Усть-Кута												
4689	Обн. 443	0,48	0,67	1,51	—	17,63	11,27	44,05	24,75	100,36	5,83	45,73
4695	»	0,49	0,57	1,73	—	23,84	14,61	26,06	33,00	100,30	10,02	59,91
4699	»	0,79	0,37	0,84	—	28,32	17,79	11,92	40,70	100,73	8,51	77,33
4710	»	0,10	0,27	0,62	—	32,17	15,49	12,27	38,72	99,64	26,76	56,47
р. Илим, среднее течение												
646	Скв. 253	—	—	—	—	29,99	19,91	10,26	42,22	102,38	11,01	78,31
654	»	—	—	—	—	19,50	12,60	37,04	28,72	97,86	4,26	56,25
645	»	—	—	—	—	26,03	18,18	15,64	39,52	99,37	3,02	80,01
Средняя и верхняя части свиты												
Доломиты песчаные и алевроитовые												
р. Лена, в 2 км выше с. Кривая Лука												
4810	Обн. 447	0,53	0,59	0,05	0,75	19,66	13,02	35,46	29,26	99,32	3,67	57,98
4811	»	1,13	1,72	0,34	0,86	19,59	13,14	31,44	30,12	98,34	2,39	61,83
4814	»	0,50	0,28	0,22	0,68	19,60	11,16	40,20	26,40	100,04	10,15	45,94
4815	»	0,99	1,14	0,38	0,97	22,30	15,14	24,64	32,78	98,34	5,03	64,04

р. Илим, среднее течение

659	Скв. 253	—	—	—	—	28,65	18,78	10,08	42,48	99,99	5,62	83,84
-----	----------	---	---	---	---	-------	-------	-------	-------	-------	------	-------

Доломиты глинистые

р. Лека, в 2 км выше с. Кривая Лука

4809	Обн. 447	0,89	0,88	0,20	0,61	22,19	16,01	22,65	34,08	—	—	73,01
------	----------	------	------	------	------	-------	-------	-------	-------	---	---	-------

Доломиты сгустковые

4812	Обн. 447	0,53	0,52	0,28	0,88	28,32	18,96	7,60	42,44	99,53	4,55	84,72
4813	»	0,43	0,40	0,10	0,79	28,37	18,16	9,32	42,00	99,57	5,74	82,70

р. Илим, среднее течение

657	Скв. 253	—	—	—	—	28,12	19,76	8,60	44,44	100,92	—	93,77
664	»	—	—	—	—	30,89	20,71	6,74	42,78	101,12	12,76	77,94
665	»	—	—	—	—	27,78	18,10	10,44	40,78	97,10	6,29	79,55

р. Чуна, у г. Нижнеудинска

2075	Скв. 6	—	0,32	Не обн.	1,14	20,19	12,09	37,69	29,01	93,93	4,43	58,42
------	--------	---	------	---------	------	-------	-------	-------	-------	-------	------	-------

Доломиты глинистые

р. Лена, у г. Усть-Кута

4694	Обн. 443	0,77	1,04	1,56	—	22,66	15,64	25,50	32,56	96,36	6,47	62,38
------	----------	------	------	------	---	-------	-------	-------	-------	-------	------	-------

р. Ангара, у г. Братска

1140	Скв. 18	—	—	—	—	14,92	10,57	45,00	21,90	92,39	—	42,68
1142	»	—	—	—	—	15,94	10,86	42,80	23,70	93,30	12,83	35,07

Доломиты сгустковые

р. Лена, у г. Усть-Кута

4703	Обн. 443	0,28	0,29	0,45	—	31,14	19,88	5,04	43,34	100,42	12,56	79,23
4708	»	0,15	0,12	0,35	—	32,14	19,05	3,36	44,88	100,05	12,64	82,38
4309	»	0,20	0,22	0,37	—	31,64	19,82	3,24	44,88	100,37	11,39	83,34

р. Илим, среднее течение

648	Скв. 253	—	—	—	—	22,44	15,38	25,92	33,86	97,60	3,07	68,11
655	»	—	—	—	—	27,87	20,16	11,94	41,00	100,98	6,03	80,41

В карбонатных породах усть-кутской свиты наблюдаются следующие вторичные изменения: доломитизация, кальцитизация, раздоломичивание, декальцитизация, сульфатизация, перекристаллизация. Окремнение в породах свиты не наблюдалось. Процессы, приведшие к данным изменениям пород, действовали обычно взаимосвязано: доломитизация и кальцитизация неотделимы от перекристаллизации и т. д.

Перекристаллизация исключительно широко распространена в карбонатных породах усть-кутской свиты. Отдельные случаи перекристаллизации были рассмотрены выше. Этот процесс может происходить при сохранении минералогического состава пород, а также при их доломитизации или кальцитизации.

Перекристаллизация, не связанная с изменением химического состава осадка или породы, весьма часто наблюдается в оолитовых известняках и известковистых песчаниках, где карбонатный материал является цементом оолитов или песчаных зерен. Степень перекристаллизации материала при этом неоднородна, и даже в пределах одного шлифа нередко крупнозернистый кальцит соседствует с мелкозернистым. Реже наблюдается пойкилитовая структура.

Перекристаллизации часто подвергаются и сами оолиты; во многих ядрах оолитов наблюдаются новообразованные кристаллы как кальцита, так и доломита; последние имеют обычно более четкую кристаллическую огранку. В промежуточных слоях оолитов перекристаллизация кальцита и доломита происходит по-разному. При перекристаллизации кальцита внешних оболочек последние, как уже говорилось, переходят в сферолиты; при интенсивном развитии процесса вся порода приобретает сферолитовую текстуру. Перекристаллизация доломита в концентралах оолита, как и в его ядре, ведет к образованию мелких хорошо образованных ромбоэдров размером до 0,1 мм. Такие ромбоэдры нередко секут ограничения между соседними оболочками; располагаются они не беспорядочно в пределах внешних оболочек оолита, а приурочены лишь к некоторым из них, встречаясь в этих оболочках в пределах узкой кольцевой зоны по всей окружности оолита. Приуроченность кристаллов доломита в оолитах к ядрам при отсутствии их во внешних оболочках или же лишь к некоторым из этих оболочек указывает, что перекристаллизации здесь подвергался более тонкозернистый материал, ранее входивший в состав ядер или оболочек известкового оолита, т. е. доломитизация в полном смысле здесь не имела места. Другие случаи перекристаллизации оолитовых известняков и доломитов уже были рассмотрены.

В строматолитовых мелко- и среднезернистых известняках встречаются участки, сложенные мелко- и среднезернистым кальцитом; перекристаллизация здесь связана, по-видимому, с переотложением карбоната кальция в пустотах выщелачивания.

Процессы перекристаллизации широко развиты в доломитовых породах. Практически все доломиты в свите в той или иной степени перекристаллизованы.

Поддекальцитизация мы понимаем растворение и вынос карбоната кальция без замещения его другим минералом. Декальцитизация сравнительно часто наблюдается в оолитовых известняках, в которых растворению и выносу подвергается карбонатный материал и цемента, и самих оолитов. Процесс этот иногда заходит весьма далеко, и от оолитов в породе в этом случае могут сохраняться лишь имеющие неправильную форму уцелевшие от растворения остатки. Растворение происходит вдоль тонких извилистых трещин; по мере выноса карбоната порода уплотняется, причем оолиты проникают друг в друга, образуя зубчатые сочленения. Трещины, по которым проходило растворение, являются (см. табл.

XV, 1) микростилолитами, количество которых при интенсивном развитии процесса декальцитизации велико.

Раздоломичивание связано с кальцитизацией и сульфатизацией пород и будет рассмотрено ниже.

В породах усть-кутской свиты наблюдаются два вида кальцитизации: 1) связанная с замещением доломита в процессе раздоломичивания и 2) связанная с замещением кварца.

Первый вид нигде не достигает сколько-нибудь значительного развития, но в начальной стадии наблюдается часто. При этом карбонат кальция замещает микрозернистые кристаллы доломита. Новообразованные кристаллы кальцита имеют, как правило, крупные размеры (до 0,4 мм); форма их различна: в одних случаях они полностью лишены кристаллографической огранки, а контакт с мелкими зернами доломита зубчатый, или же зерна представлены довольно правильными кристаллами (см. табл. XXIII, 2). По-видимому, в первом случае кальцит отлагался в пустотах доломитовой породы, во втором же имело место замещение метасоматического характера.

Кальцитизация в связи с замещением карбонатом кальция зерен кварца обычна, но и здесь процесс редко заходит достаточно далеко. Лишь в отдельных случаях он проявляется весьма интенсивно, и тогда в шлифе наблюдаются реликты кварцевых зерен в виде групп разрозненных точечных остатков кремнезема; по сохранившимся внешним контурам кварцевых зерен можно судить о том, что здесь имел место процесс кальцитизации, а не окремнения.

Сульфатизация. В небольшом количестве в виде гнезд неправильной формы и реже секущих прожилков в породах нижней части усть-кутской свиты содержится гипс. Размер гнезд гипса колеблется от нескольких миллиметров до 2—5 см; мощность секущих прожилков не превышает нескольких миллиметров. Привнос сульфата кальция происходил, несомненно, из подстилающих усть-кутскую свиту гипсоносных отложений верхоленской и илгинской (хандинской) свит верхнего кембрия, и лишь частично в разрезе р. Ангары гипс, возможно, является сингенетическим. Образование прожилков гипса связано, по-видимому, с заполнением трещин (табл. XXIV, 1); крупные же кристаллы, несущие часто реликтовые включения мелких кристаллов доломита (там же, 2), указывают на метасоматический характер замещения гипсом доломита в процессе раздоломичивания. Реликтовые кристаллы доломита, наблюдающиеся в крупных зернах гипса, а также в прилежащей к зернам гипса зоне, перекристаллизованы, имеют лучшие кристаллические ограничения и более крупные размеры по сравнению с остальной массой доломитов.

Сульфатизация, связанная с выполнением трещин, — явно эпигенетический процесс. Также эпигенетической доломитизацией может быть обусловлено образование порфиробластовых известковых доломитов.

Необходимо подчеркнуть, что для большинства доломитов мы не имеем прямых признаков их диагенетического или седиментационного происхождения. Имея в виду, однако, что оолиты и строматолиты принято считать нередко признаком первично-известковых осадков, и учитывая, что все доломиты усть-кутской свиты перекристаллизованы, мы считаем их диагенетическими, за исключением отмеченных выше порфиробластовых доломитов, которые, скорее всего, эпигенетические.

Стадийность изменения карбонатов усть-кутской свиты отвечает схеме, выработанной И. В. Хворовой (1958) для пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. В стадию седиментогенеза накапливался известковый материал — преимущественно кальцитовый в виде водорослевых, оолитовых и седиментационных (хемогенных) образований. В про-

цессе диагенеза происходила частичная перекристаллизация и доломитизация известковых осадков. В стадию эпигенеза имела место сульфатизация пород, частичная их перекристаллизация, доломитизация и кальцитизация. В зоне выветривания шло раздоломичивание и декальцитизация пород, а также залечивание кальцитом пор в карбонатной породе.

В отложениях *чуньского яруса* в том объеме, как он принят в настоящей работе, встречаются в незначительном количестве лишь седиментационные известняки и доломиты.

Известняки наблюдаются в виде редких маломощных (5—10 см) слоев в составе верхней пачки ийской свиты р. Чуны и изредка — в ийской свите р. Бирюсы. В ийской свите известняки песчаные перекристаллизованные с размерами зерен кальцита 0,1—0,5 мм. В верхних горизонтах суринской свиты в разрезе р. Таюры встречен один пропласток песчаных известняков следующего состава: кальцит — 65,77%, доломит — отсутствует, н. о. — 34,27%; терригенная часть породы складывается преимущественно мелко- и среднезернистым песчаным материалом (21,65%).

Доломиты наблюдаются в составе бадарановской свиты р. Ангары в виде редких слоев мощностью до 50 см. Состав их: кальцит — 8,51, доломит — 71,94, н. о. — 18,81%.

В нижней части *криволуцкой свиты* в бассейне р. Лены встречаются ракушняковые известняки. Имеют они, как правило, очень малую мощность (0,1 м). В небольшом количестве известняки того же типа встречаются и в составе чертовского горизонта р. Лены, где мощность их достигает нескольких десятков сантиметров. Химический анализ известняков р. Лены приведен в табл. 24.

Таблица 24

Результаты химического состава ракушниковых известняков криволуцкой и чертовской свиты р. Лены (5%-ные солянокислые вытяжки)

Место взятия	Компоненты, %											
	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Н. о	CO ₂	P ₂ O	сумма	каль- цит	доло- мит	фтор- апатит
Криволуцкая свита												
Обн. у с.												
Кривая												
Лука	3,27	3,57	0,58	32,41	0,87	29,82	23,82	2,52	96,86	50,9	3,0	5,49
То же	1,55	1,23	0,22	43,87	0,92	15,58	35,42	—	98,79	76,03	—	—
Чертовская свита												
Обн. у с.												
Чертовское	0,29	0,42	0,68	37,78	0,90	28,89	25,30	2,64	95,90	61,89	—	5,75

В верхних слоях мамырской свиты на р. Илиме наблюдаются мало мощные (5—10 см) пропластки песчанистых доломитов, содержащие до 15% кварцевых зерен размером 0,3—1,00 мм и примесь мелкого алевроитового материала (табл. XXV, 1).

В составе *нижнесилурийских отложений* известняки встречены лишь в западной части амфитеатра (р. Чуна). Облик силурийских известняков совершенно иной, нежели ордовикских.

Известняки в кежемской свите залегают среди песчаников в виде прослоев мощностью 5—20 см, а также часто в виде желваков; верхние контакты этих прослоев бугристые, нижние — слабо волнистые, близкие к горизонтальным. Отдельные прослои имеют форму линз, разделенных из-

вестковым песчаником. Несомненно, в таком распределении известкового материала сыграли свою роль процессы диагенеза, и поэтому известняки рассматриваются как седиментационно-диагенетические.

Известняк слогається зернами кальцита неправильной формы размером 0,005—0,025 мм. В шлифе порода весьма однородна, однако иногда перекристаллизована (см. табл. XXVI, 1). Местами наблюдается примесь песчаных зерен в количестве до 10%. В некоторых прослоях известняк слогається зернами кальцита размером до 0,05 мм, поры между которыми выполнены глинистым материалом. Химический состав известняков, кальцит — 74,39, доломит — 15,34, н. о. — 6,76%.

Доломиты широко распространены в нижней подсвите кежемской свиты в бассейне р. Илама. Нами наблюдались здесь пласты доломита мощностью до 3 м. Для них характерна однородность состава, отсутствие оолитовых и водорослевых образований. Доломиты тонко- и среднеплитчатые, зеленовато-серые и розовые, тонко- и микрозернистые с размерами зерен от 0,008 до 0,005 мм. Содержание глинисто-алевритовой и песчаной примеси различно: от редких зерен до 20%. В песчанистых разновидностях наблюдается заметное увеличение размера доломитовых зерен — до 0,05—0,06 мм. Состав относительно чистых доломитов р. Илама следующий: доломит — 80,23, кальцит — 6,66, н. о. — 10,28%.

Доломиты кежемской свиты, возможно, не диагенетические, а седиментационные — на это указывает хорошая выдержанность пластов и наблюдающиеся местами микрозернистые структуры (табл. XXV, 2).

Гипс встречается в отложениях верхнего ордовика в бассейнах рек Ангара, Илама и Чуны. Он образует прослои и линзы серого и розового цвета среди аргиллитов и алеволитов средней и верхней частей братской свиты рек Ангара и Илама и встречается в цементе в алеволитах свиты на р. Чуне.

Мощности прослоев и линз гипса колеблются от нескольких миллиметров до 5—8 см. По морфологии кристаллов гипса выделяются два типа структур.

В одном случае порода слогається агрегатами субпараллельных игольчатых лейт (см. табл. XXVI, 2), в другом — кристаллами гипса размером до 0,35 мм исключительно неправильной формы (табл. XXVII, 1), иногда заключенными в пойкилитовые образования того же состава. Гипс из усть-кутской свиты был описан выше.

Железистые породы, содержащие также небольшое количество фосфора, описаны в среднем ордовике амфитеатра В. Н. Доминиковским и В. Л. Либровичем (1957). Встречаются они в бассейне р. Лены в составе нижних горизонтов кривоуцского яруса. Нами эти породы наблюдались в обнажении левого берега р. Лены у с. Кривая Лука и по р. Таюре — правому притоку р. Лены.

Фосфатно-железистые породы макроскопически мелкооолитового строения и, как правило, содержат большое количество разнообразной фауны. Под микроскопом эти породы имеют весьма сложный состав (см. табл. XXVII, 2). В них наблюдается большое количество известковых остатков фауны, обломков фосфатных, глинистых и алевритовых пород, включений разрозненных зерен кварца, оолитов, бобовин. Железистый материал образует цемент, сгустки неправильной формы, обволакивает и отчасти заполняет внутренние полости раковин. Изредка встречаются железистые бобовины, имеющие округлые или овальные очертания; размер их — до 0,35 мм. Сложены они гематитом. Внутренних центров и концентров в них не обнаружено (табл. XXVIII).

Разнообразны гематитовые оолиты; они могут формироваться вокруг зерен кварца и карбоната, замещая последний. Отдельные концентры та-

ких оолитов могут быть сложены фосфатом. Часто гематит концентрируется вокруг карбонатных обломков фауны, замещая их. В отдельных случаях гематит замещает кальцит в цементе обломков алевролитов. Вообще замещение гематита кальцитом представляет частый процесс. Иногда гематит занимает основную массу шлифа, цементируя известковые обломки раковин и редкие кварцевые зерна.

Для пород с высоким содержанием железа характерна ассоциация гематита с кальцитом и большим количеством обломков раковин при низком содержании терригенного материала.

Почти постоянно присутствуют обломки глинистых и песчано-алевритовых фосфоритов.

В железистых породах наряду с высоким содержанием окислов железа (до 40,4%) в одной пробе выявлен свободный глинозем (2,53%).

По своему составу глиноземисто-фосфатно-железистые породы наиболее близки к выделенному Л. Н. Формозовой (1960) башкирскому типу месторождений оолитовых железных руд, характерной особенностью которых является повышенное содержание глинозема. Железные руды этого типа могут переходить по простирацию в бокситы, как это имеет место в Искинском месторождении оолитовых железных руд нижнего карбона в Прионьяне.

Среди фосфатных пород, широко распространенных в отложениях криволуцкого яруса Ангара-Ленского района, наиболее обычны ракушняковые фосфориты и песчано-фосфатные конкреции. Детальное описание их дано В. Н. Доминиковским и В. Л. Либровичем (1957₁), и нами они не рассматриваются.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ОРДОВИКА И СИЛУРА ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

Минералогия отложений ордовика и силура изучалась в первую очередь с точки зрения выявления коррелятивных минералов или их ассоциаций для различных горизонтов толщи. Основным методом минералогического исследования (исключая изучение глинистых минералов) являлся, наряду с изучением минералов в шлифах, иммерсионный минералогический анализ. Изучению подвергался песчано-алевритовый материал размером 0,01—0,25 мм, предварительно освобожденный от карбонатов, отмученный в ходе гранулометрического анализа от глинистой составляющей и разделенный в жидкости Туле или бромформе на тяжелую и легкую фракции. В процессе иммерсионного анализа с целью определения количественных соотношений между минералами проводился их подсчет; при этом в тяжелой фракции подсчитывалось 400—500 зерен, в легкой — 100—300. Использован также ряд анализов, сделанных работниками треста «Востсибнефтегеология».

Глинистые минералы (фракция менее 0,001 мм) изучались рентгеноструктурным, электронномикроскопическим, термическим и химическим методами анализа. При этом основной упор делался на рентгеноструктурный анализ, которым были изучены все без исключения пробы. В случае, если количества выделенного из образца глинистого материала было достаточно, проводились химический анализ с определением SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , H_2O^- , п. п. п. и термический анализ. Электронномикроскопическому изучению были подвергнуты пробы, содержащие все разновидности глинистых минералов. Рентгеноструктурный анализ проводился как по естественным пробам, так и, в случае необходимости, насыщенным этиленгликолем или прокаленным до 550° С. Общее количество изученных глинистых минералов — 139.

В отложениях ордовика и силура Иркутского амфитеатра при иммерсионном минералогическом, а также петрографическом анализе выявлены следующие терригенные минералы: кварц, калиевый полевой шпат, мусковит, биотит, гранат, турмалин, циркон, рутил, корунд, апатит, сфен, эпидот, клиноцоизит, роговая обманка, пироксен моноклиный, альбит, ставролит, шпинель, гематит, магнетит, ильменит; среди аутигенных минералов — кальцит, доломит, гипс, анатаз, лейкоксен, глауконит, пирит, галенит, гематит, лимонит, фторапатит, халькозин, барит, целестин, а также кварц, полевой шпат. В группе глинистых минералов встречены гидрослюда, каолинит, монтмориллонит, хлорит и минералы смешаннослоистых структур: гидрослюда — монтмориллонит (упорядоченное и неупорядоченное переслаивание), гидрослюда — хлорит, хлорит — монтмориллонит (неупорядоченное переслаивание).

Состав терригенных минералов тяжелой фракции ордовикско-силурийской толщи характеризуется устойчивым комплексом их. Абсолютно преобладающими минералами являются циркон, рутил, турмалин, гранат,

магнетит, ильменит. Различия в содержании указанных минералов в пределах тех или иных горизонтов имеют важное корреляционное значение для отдельных регионов.

Особый интерес для корреляции в пределах этих регионов отдельных пачек приобретают терригенные минералы тяжелой фракции. Однако лишь в редких случаях эти минералы дают возможность коррелировать отложения различных структурно-фациальных зон амфитеатра между собой. Вместе с отмеченными выше минералами некоторое значение для корреляции имеют апатит, ставролит.

Наряду с общим содержанием отдельных минералов во фракции учитывалась роль их типоморфных разновидностей. Так, выделялось несколько типов цирконов, турмалинов, рутилов и т. д.

Терригенные минералы легкой фракции тоже имеют корреляционное значение для некоторых горизонтов. Аутигенные минералы в первую очередь важны для уточнения условий образования отложений. Глинистые минералы характеризуют обстановку как в области сноса, так и, несомненно, в области седиментации.

ТЕРРИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

В настоящем разделе описаны лишь основные или характерные минералы главным образом тяжелой фракции — циркон, турмалин, рутил, гранат, ставролит, апатит, сфен и др. Не описаны некоторые породообразующие минералы (карбонаты, слюды), характеристика которых дана при рассмотрении петрографии пород, а также минералы, роль которых в количественном отношении и в смысле их коррелятивного значения невелика.

Кварц является основным породообразующим минералом в песчаниках и алевролитах большинства пачек и свит ордовика и силура Иркутского амфитеатра. Содержание его в обломочной части породы чаще всего колеблется в пределах 70—85%. Исключение составляют лишь глинисто-алевритовые породы средней и верхней частей братской свиты р. Илима и песчано-алевритовые породы кежемской свиты р. Бирюсы, где преобладающим обломочным минералом часто является полевой шпат.

Выделяется несколько морфологических типов зерен кварца: 1 — прозрачный без включений; 2 — прозрачный с минеральными изометричными или удлинёнными включениями; 3 — с относительно крупными (до 0,05 мм) жидкостными или газовыми включениями; 4 — с многочисленными точечными включениями; 5 — с редкими точечными включениями; 6 — с игольчатыми минеральными включениями. Количественный подсчет распределения различных типов зерен кварца в породах проведен по разрезу ордовика р. Ангара (табл. 25).

Прозрачный кварц встречается в относительно небольшом количестве; увеличенное содержание его характерно для пород усть-кутской и ийской свит. В большинстве случаев в кварце в том или ином количестве наблюдаются кристаллические, газовые и жидкостные, а также точечные трудно определяемые включения. Кристаллические включения имеют четкую огранку в виде изометричных таблитчатых или удлинённых призм. Первые формы характерны для турмалина, вторые — для циркона, встречающегося наиболее часто. В одном зерне кварца из пород братской свиты отмечен коленчатый двойник рутила. Размер включений различен — от 0,005 до 0,06 мм. Повышенное количество зерен кварца с кристаллическими включениями приурочено к породам усть-кутской и братской свит; наименьшее количество такого кварца встречается в ийской и бадарановской свитах.

*Распределение зерен кварца различных типов
в породах ордовика р. Ангара*

Тип зерен кварца	Свиты				
	усть- кутс- кая	ийская	бада- ранов- ская	мамыр- ская	брат- ская
Кварц прозрачный без включений	5	6	4	2	3
Кварц с кристаллическими включениями	4	1	сл.	2	4
Кварц с жидкостными или газовыми включениями	12	2	10	17	30
Кварц с многочисленными точечными включениями	9	5	1	—	4
Кварц с редкими точечными включениями . . .	69	86	85	79	59
Кварц с игольчатыми включениями	1	—	—	—	—

Игольчатые минеральные включения встречены лишь в одном зерне кварца из песчаников усть-кутской свиты. Жидкостные и газовые включения наблюдаются в большинстве проб; они имеют округлую или овальную форму. Обычно количество таких включений невелико, но они распространены в пределах всего зерна. Реже попадаются одиночные округлые включения. Изредка включения расположены в виде цепочек. В значительном количестве округлые включения встречаются в усть-кутской и мамырской свитах, а также в песчаной фракции алевролитов и аргиллитов братской свиты.

Наиболее распространены кварцевые зерна с точечными включениями. Состав их неясен; иногда при большом увеличении различаются мельчайшие пузырьки. Количество точечных включений варьирует в весьма широких пределах. Довольно условно кварцевые зерна по содержанию точечных включений подразделены на две группы. Наиболее обширна группа с относительно редкими точечными включениями; в нее входит абсолютное большинство кварцевых зерен всех без исключения свит. В отраженном свете многие зерна этой группы выглядят полупрозрачными или для них характерны светлые блики. Зерна с многочисленными включениями наиболее характерны для усть-кутской свиты. В ряде зерен все включения ориентированы в виде параллельных линий; в проходящем свете обычно непрозрачны.

Вторичные изменения кварцевых зерен выражаются в их растворении и регенерации. В той или иной степени процессы эти присущи всем свитам. Регенерация кварца широко развита в отложениях нижнего и среднего ордовика и в меньшей степени — в вышележащих отложениях. Коррозия кварца наиболее интенсивна в карбонатных породах усть-кутской свиты; в отдельных случаях кварцевые зерна замещены карбонатом почти полностью. В песчаниках нижнего и среднего ордовика встречаются также конформные структуры растворения.

Полевые шпаты в отложениях ордовика представлены почти исключительно несдвойникованными калиевыми полевыми шпатами. Плаггиоклазы и сдвойникованные микроклины наблюдаются, как правило, в

единичных зернах, хотя и распространены в пределах всей толщи. Содержание полевых шпатов составляет обычно 15—20%, реже 25—30%.

Наиболее обеднены полевыми шпатами отложения усть-кутского и криволучского ярусов и породы чуньского яруса в Прибайкалье. Максимально высокое содержание полевых шпатов (более 50%) наблюдается в алевритовой фракции глинисто-алевритовых пород братской свиты р. Илим и в песчано-алевритовых породах кежемской свиты р. Бирюсы. Количество полевых шпатов, приносимых в бассейн седиментации, в значительной степени, безусловно, определяется интенсивностью химического выветривания в областях размыва. Данное положение справедливо, в частности, для объяснения пониженного содержания полевых шпатов во многих слоях усть-кутской, мамырской, криволучской и отчасти кежемской свит. Однако только глубокой химической переработкой приносимого материала нельзя объяснить многих особенностей в распределении полевых шпатов как в вертикальном разрезе, так и по площади в пределах разновозрастных стратиграфических единиц. Еще Л. В. Пустоваловым (1947) отмечено повышенное содержание полевошпатовых зерен в более мелких фракциях; в одном шлифе или иммерсионном препарате средние размеры зерен полевых шпатов обычно меньше средних зерен кварца. Очевидно, в процессе механической дифференциации обломочного материала полевые шпаты будут обогащать более тонкозернистые осадки, в общем случае занимающие более удаленное положение от области сноса. Именно такое положение наблюдается в братской свите, где наиболее «глинистый» разрез (р. Илим) содержит наивысшее количество полевых шпатов.

Иная закономерность в распределении полевых шпатов в песчаных отложениях. Количество полевых шпатов будет определяться в различных разрезах уже не механической дифференциацией материала, а степенью устойчивости его к абразии. Вопросы устойчивости минералов по сопротивлению абразии в последнее время детально рассмотрены А. Г. Коссовской (1962), которая поддерживает мнение о незначительности обеднения обломочных продуктов малоустойчивыми минералами (к которым относятся в определенной степени и полевые шпаты) при их переносе. Нельзя, однако, зачеркнуть того обстоятельства, что доля полевых шпатов в песчаных отложениях в направлении от области сноса во многих случаях уменьшается. Отчетливо выражена эта тенденция и в песчано-алевритовых отложениях большинства пачек ордовика и силура Иркутского амфитеатра. Именно потерей на путях миграции (в сочетании с привносом более кварцевых материалов из других источников питания) объясняется существенное уменьшение полевых шпатов в отложениях нижней подсвиты кежемской свиты в центральных районах амфитеатра (р. Илим) относительно краевых частей его внутреннего поля (р. Бирюса).

Большое влияние оказывает на содержание полевых шпатов состав пород в областях питания. Так, для чуньского яруса Прибайкалья характерно в целом более низкое содержание полевых шпатов, чем для многих пачек отложений этого возраста в Присяянье. В отложениях криволучского яруса, с размывом залегающих на породах чуньского яруса, содержание полевых шпатов, в свою очередь, зависит от доли полевых шпатов в чуньских отложениях. Более низкое содержание полевых шпатов в разрезах криволучского яруса рек Лены и Таюры, залегающих на размытых высококварцевых песчаниках (сравнительно с разрезами рек Ангара и Илим), с этих позиций легко объяснимо.

Вторичные изменения полевых шпатов выражаются в их регенерации, коррозии, гидрослюдизации. Многие зерна калишпатов при регенерации восстанавливают свои кристаллографические формы (см. табл. IX, 2).

Изредка наблюдается регенерация сдвойникового микроклина (см. табл. X, 1). Интересно, что новообразованные каемки лишены двойниковой решетки. Встречаются регенерационные обрастания и у зерен сдвойнированных плагиоклазов.

Циркон является наиболее распространенным минералом тяжелой фракции в отложениях ордовика и силура, присутствуя во всех без исключения просмотренных пробах.

Состав цирконов по их типоморфным особенностям (характеру огранки, окатанности, степени удлиненности зерен, цвету, наличию зональности) весьма разнообразен.

По степени окатанности наблюдаются все переходы от четко ограненных, лишенных следов окатанности (табл. XXIX, 1—5; табл. XXX, 1—3, 6—8 и др.) до хорошо окатанных, иногда до эллипсоидных и шарообразных (см. табл. XXIX, 19; табл. XXXI, 5—20 и др.); реже встречаются обломочные слабо окатанные зерна (см. табл. XXIX, 20). И окатанные зерна, и сохранившие кристаллическую форму в большинстве случаев удлиненные, реже изометричные; при этом у окатанных зерен изометричные и близкие к ним формы встречаются чаще, чем у четко ограниченных кристаллов.

Основные кристаллографические формы, наблюдающиеся у зерен цирконов: призмы (100) и (110), пирамиды (111) и (311), пинакоид (001), встречающиеся в различных сочетаниях. Так, наблюдается сочетание призмы (100) с дипирамидой (111), призмы (110) с дипирамидой (111); призмы (110), призмы (100) и пирамиды (311); призмы (110), дипирамиды (311), дипирамиды (111) и пинакоиды (001) и др. (см. табл. XXIX, 1—18; табл. XXX, 1—9, 11—13). Встречаются призматические зерна и без пирамидальных окончаний (см. табл. XXX, 10, 14—18).

Многие призмы ограничены с одной стороны пирамидой, а с другой — пирамидой и пинакоидом, причем пинакоидальные окончания иногда лишь слабо намечены. В целом пинакоидальные ограничения как по частоте встречаемости, так и по интенсивности развития подчинены пирамидальным, хотя встречаются пинакоидальные ограничения и при очень слабо развитых пирамидальных гранях (см. табл. XXX, 7—9). Часто наблюдаются зональные зерна (табл. XXXI, 1—5).

На зернах циркона изредка наблюдаются грани нарастания (см. табл. XXXI, 21—25). Для таких граней характерно отсутствие трещин, включений; оптически характеристика новообразованных граней, как правило, близка к характеристике основного зерна. В литературе имеются описания граней нарастания как аутигенного характера в осадочных породах (Bond, 1948, и др.), так и на зернах аксессуарных цирконов в кристаллических породах. Морфологические особенности граней нарастания рассматриваемых отложений не дают возможности однозначно определить, к какому типу относятся эти грани, хотя хорошая сохранность, наряду с отмеченными выше признаками (отсутствие включений и т. д.), позволяет предположить аутигенное происхождение некоторых из них. В редких случаях наблюдаются грани нарастания двух генераций (см. табл. XXXI, 24).

Для цирконов часты характерные включения, имеющие удлиненные или близкие к округлым формы. Ориентировка удлиненных включений обычно в общем совпадает с ориентировкой зерен, хотя это и не является обязательным; представлены удлиненные включения цирконом, округлые — газом или жидкостью.

Большинство цирконов бесцветные; часто наблюдаются розовые цирконы различных оттенков; очень редки желтые зерна, и несколько зерен имели ясный зеленый оттенок. Размеры зерен цирконов колеблются от нескольких сотых до нескольких десятых долей миллиметра.

Содержание цирконов в тяжелой фракции колеблется от десятых долей до 50 и более процентов.

Наибольшее количество циркона — в породах нижнего ордовика.

Турмалин встречается в большинстве просмотренных препаратов из различных горизонтов осадочной толщи. Лишь весьма редкие пробы показывают его отсутствие. Размер зерен турмалина колеблется от сотых до десятых долей миллиметра (0,01—0,2).

Для турмалина характерны призматические зерна с различной степенью удлинения: от длиннопризматических с отношением длинной оси к короткой более трех до короткостолбчатых и таблитчатых. Зерна турмалина в той или иной степени окатаны; неправильные формы зерен встречаются относительно редко.

Может быть выделено несколько основных разновидностей турмалина, характеризующихся различными показателями преломления, цветом и интенсивностью плеохроизма.

1. Плеохроирующие в бурых и зелено-бурых, изредка синих тонах различной интенсивности, преимущественно от зеленого и светло-бурого по N_p до темно-зелено-бурого по N_g . Показатели преломления: $N_p = 1,638 \pm 0,002$; $N_g = 1,664 \pm 0,02$. Определяются как шерл.

2. Плеохроирующие от бесцветного по N_p до зеленовато-бурого, реже — до голубого и светло-желтого по N_g . Показатели преломления: $N_p = 1,628 \mp 0,002$; $N_g = 1,650 \mp 0,002$. Определяются как дравит.

3. Плеохроирующие от розового цвета по N_p до черного или темно-зеленого по N_g . Показатели преломления: $N_p = 1,642 \mp 0,002$; $N_g = 1,662 \pm 0,002$. Определяются как шерл.

4. Плеохроирующие от зеленовато-синей окраски по N_p до темно-синей по N_g . Определяются как шерл.

Иногда турмалины имеют как бы пятнистый облик за счет неравномерного чередования бесцветных участков с участками, окрашенными в красно-бурый цвет.

Для светлоокрашенных и слабоплеохроирующих разновидностей иногда характерны углистые включения. Как указывает Крынин (Krynin, 1946), такие турмалины связаны с наличием в области питания метаморфических пород.

В процессе изучения подсчет турмалинов проводился по следующим группам в зависимости от их цвета: зелено-бурые и бурые; розовые, бесцветные, синие.

Гранат в изученных отложениях является одним из основных коррелятивных минералов. По форме зерен выделяются гранаты обломочные и окатаввые; те и другие распространены широко. По цвету различаются бесцветные, розовые и красные разновидности гранатов. Как правило, хорошо окатаны розовые и красные гранаты. Все гранаты высокопреломляющие ($N > 1,780$).

Включения для большинства зерен гранатов не характерны; в ряде случаев наблюдаются, однако, включения циркона, рутила, кварца, пузырьков газа, а также черные неопределимые включения. Нередко встречаются гранаты с пирамидальной поверхностью зерен (табл. XXXII, 18, 19), хотя у большинства зерен поверхность гладкая (там же, 20).

Рядом авторов (Преображенский, 1941, и др.) образование такого граната приписывалось аутигенному росту кристаллов. В. С. Соболев, Н. С. Вартанова и А. И. Шайнюк (1951) возражают против аутигенного характера образования гранатов с пирамидальной поверхностью зерен, считая ступенчатые формы поверхности первичными, образованными в материнских породах. А. Г. Коссовская (1962), в свою очередь, считает неверной точку зрения на природу ступенчатых форм граната как призна-

жов роста и указывает на возможность образования аналогичных форм путем воздействия на зерна граната плавиковой кислотой. Однако природа растворов, оказывающих столь сильное воздействие на осадок или породу, не вполне ясна. Содержание граната в тяжелой фракции неравномерно и колеблется в отдельных пробах от нуля до 88%. В то же время содержание его для ряда горизонтов весьма выдержано по площади, что делает этот минерал во многих случаях ведущим при установлении коррелятивных признаков той или иной пачки или свиты. Максимальное содержание граната наблюдается в отложениях верхнего ордовика и силура.

Рутил, наряду с цирконом и турмалином, встречен почти во всех пробах. При статистическом подсчете минералов выделялось два основных типа рутилов — желтые и красно-бурые, хотя в действительности их цветовая гамма значительно шире. Оттенки желтых разновидностей варьируют от соломенно- и латуно-желтых до желто-бурых, переходных к красным. Также многообразны оттенки красноцветных рутилов. Реже наблюдаются зерна серого цвета. Встречаются рутилы наиболее часто в виде удлиненных окатанных зерен, хотя нередко другие формы — окатанные таблитчатые или обломочные зерна, коленчатые двойники. Двойники образованы под довольно разнообразными углами: 30, 50, 60, 70, 90, 110, 120, 155, 160° (см. табл. XXXII, 3—5); наблюдаются и крестообразные двойники. Относительно редко встречаются хорошо ограненные зерна; на гранях некоторых из них есть штриховка.

Зерна рутила достигают по длинной оси величины 0,2 мм. Иногда отмечается лейкоксенизация рутила.

Регенерация рутила нами наблюдалась лишь изредка (см. табл. XXXII, 6). В одном случае обнаружена своеобразная друза рутила из трех сросшихся призматических кристаллов (там же, 8).

Апатит встречается довольно часто. В большинстве случаев зерна имеют призматически-окатанную форму. Реже встречаются окатанные округлые изометричные зерна и четко соограненные кристаллы. Зерна обычно бесцветные, иногда с желтоватым оттенком до светло-желтых. Попадают весьма удлиненные призмы с соотношением сторон 1:7. Размер зерен апатита колеблется в широких пределах и достигает по длине оси 0,35 мм. Иногда в апатите наблюдаются включения удлиненной формы (апатит) и округлой (пузырьки газа?). Распределение апатита в породах неравномерно. Наибольшее количество его (до 50—60% от всей тяжелой фракции) содержится в некоторых слоях ийской и бадарановской свит Присаянья. Некоторые формы зерен апатита приведены на табл. XXXII, 9—12.

Ставролит наблюдается в виде удлиненных зерен неправильной формы, часто с остроугольными зубчатыми ограничениями. Для ставролитов характерен плеохроизм в желтых тонах. В заметных количествах ставролит встречается редко, являясь коррелятивным минералом для некоторых горизонтов.

Эпидот присутствует в породах ордовика и силура в относительно небольших количествах. Зерна эпидота бесцветные или окрашены в слабый зеленовато-серый цвет, форма их угловатая и угловато-окатанная. Характерны яркие аномальные цвета интерференции. Содержание эпидота обычно не превышает нескольких процентов.

Клиноцоизит встречается обычно в тех же слоях, что и эпидот, хотя наблюдается заметно реже последнего. Зерна клиноцоизита бесцветные, иногда желтые. Характерны обычно низкие цвета интерференции. Размер зерен никогда не достигает сколько-нибудь крупной (более 0,1 мм) величины.

Сфен является обычным, но встречающимся в очень малом количестве, минералом. Зерна сфена бесцветные, реже бурые, иногда агрегатного

строения. Почти всегда они хорошо окатаны. Характеризуются высокими двупреломлением, сильной дисперсией оптических осей. Содержание сфена не превышает обычно десятых долей процента, лишь в редких случаях достигая повышенных значений.

Корунд встречается, как правило, в виде обломков неправильной формы размером до 0,1 мм. Зерна обычно бесцветные, редко голубые.

Магнетит и **ильменит** присутствуют во многих пробах. Зерна их изометричные, угловато-окатанные. В отраженном свете характеризуются темно-серым цветом, металлическим блеском.

АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Ряд аутигенных минералов (исключая карбонаты и гипс, которые рассматривались при описании петрографии пород) немногочислен. Основные из них: глауконит, галенит, пирит, лейкоксен, анатаз, гематит, апатит.

Выше уже описаны аутигенные (регенерационные) обрастания кварца, полевых шпатов.

Глауконит встречается в большом количестве в отложениях усть-кутской свиты, значительно менее — в породах нижней части ийской свиты и вихоревской свиты в бассейне рек Оки (нижнее течение), Ангары, Вихоревой (Андреева, 1959), в отложениях среднего ордовика. В усть-кутской свите глауконит присутствует в самых различных горизонтах, ассоциируясь с песчаниками, известняками, доломитами; содержание глауконита достигает иногда 10—15%. По цвету выделяются темно-зеленые и травяно-светло-зеленые разновидности.

Глауконит образует округлые и эллипсоидные стяжения размером до 1,5—2 мм с гладкой, реже кавернозной, поверхностью, а также может покрывать в виде тонкой пленки карбонатные оолиты и зерна кварца.

В отложениях усть-кутской свиты глауконит тяготеет явно к мелководным прибрежным отложениям. В песчаных породах содержание глауконита обычно выше, чем в карбонатных, и в краевых частях амфитеатра глауконит встречается гораздо чаще и более обилен в тех и других породах, чем в центральной части.

Л. И. Горбунова (1950), изучавшая глауконит из отложений юры и нижнего мела Русской платформы, сделала вывод о приуроченности различных по цвету глауконитов к различным глубинам его образования. Распределение различных по цвету разновидностей глауконита в разрезе усть-кутской свиты показывает, что глаукониты, приуроченные к одинаковым породам в близлежащих по вертикали пластах в одном разрезе и образовавшиеся в сходных условиях, по цвету существенно разнятся между собой. А. Г. Бабаев (1959) указывает, что изменение окраски глауконита может происходить за счет адсорбции ввиду высокой поглощательной способности окислов железа и других соединений.

В табл. 26 приводятся рентгенограммы нескольких проб глауконитов из отложений усть-кутской свиты Присаянья.

Как видно, глауконит из отложений усть-кутской свиты аналогичен по структуре глауконитам других районов. Интересно, что в отдельных пробах на рентгенограммах присутствуют линии, характерные для базальных рефлексов первого порядка каолинита (обр. 2420) и хлорита (обр. 2421), выраженные очень слабо. В. Д. Шутов (1962) указывает, что в процессе глубинного эпигенеза имеет место хлоритизация глауконита. Возможно, в некоторых образцах глауконитов усть-кутской свиты наблюдается начальная стадия этого процесса.

*Результаты рентгеноструктурного анализа глауконитов
из отложений усть-кутской свиты*

Обр. 2417 Fe-изл.		Обр. 2420 Fe-изл.		Обр. 2421 Fe-изл.		Глауконит, по В. И. Михееву		Глауконит, по И. В. Грюнеру (Gruner, 1935)	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
—	—	—	—	2	14,2	1	—	—	—
10	10,2	10	10,2	5	10,0	1	10,03	2	10,0
—	—	2	7,1	2	7,1	—	—	—	—
3	4,97	2	4,99	1	5,02	2	(4,97)	1	4,9
—	—	—	—	—	—	1	4,72	—	—
8	4,55	7	4,52	4	4,51	6	4,51	5	4,5
1	4,34	—	—	—	—	3	4,332	—	—
2	4,08	—	—	—	—	2	4,098	—	—
5	3,66	5	3,66	3	3,74	6	3,649	5	3,67
5	3,33	7	3,34	4	3,30	6	3,326	7	3,31
5	3,07	2	3,07	3	3,03	5	3,074	2	3,09
2	2,86	4	2,87	—	—	4	(2,848)	2	2,86
—	—	2	2,70	1	2,68	2	2,676	2	2,68
9	2,59	7	2,59	5	2,57	10	2,580	10	2,58
4	2,41	5	2,40	3	2,40	7	2,388	5	2,40
2	2,27	2	2,27	2	2,25	4	2,261	1	2,26
1	2,22	1	2,20	—	—	3	2,201	—	2,19
1	2,15	1	2,12	—	—	2	2,152	2	2,14
—	—	—	—	—	—	2	2,095	—	—
—	—	3	1,987	—	—	4	2,001	2	2,00
—	—	—	—	—	—	3	1,971	—	—
—	—	—	—	—	—	2	1,829	1	1,823
—	—	3	1,810	—	—	2	1,811	—	—
1	1,712	1	1,702	—	—	3	1,701	1	1,718
4	1,661	3	1,661	—	—	8	1,659	5	1,656
—	—	—	—	—	—	6	1,640	—	—
1	1,599	2	1,557	—	—	3	1,587	—	—
—	—	—	—	—	—	3	1,534	10	1,516
8	1,577	6	1,508	4	1,509	10	1,505	2	1,501
—	—	—	—	—	—	3	1,432	—	—
—	—	2	1,385	—	—	2	1,375	1	1,379
—	—	2	1,335	—	—	1	1,331	1	1,337
4	1,309	—	—	—	—	8	1,300	2	1,306
—	—	—	—	—	—	1	1,283	—	—
1	1,259	—	—	—	—	5	1,251	1	1,254
—	—	—	—	—	—	3	1,199	1	1,204
—	—	—	—	—	—	2	1,125	—	—

Таблица 27

Результаты рентгеноструктурного
анализа фосфорита (конкреция)
криволикушкой свиты р. Лены

Фосфорит р. Лены Fe-изл.		Фторапатит (по В. И. Михееву)	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
10	4,27	—	—
5	3,44	3	3,43
10	3,34	—	—
2	3,238	—	—
2	(3,056)	3	(3,060)
—	—	1	(2,975)
—	—	1	(2,884)
10	2,798	10	2,798
—	—	4	2,769
2	2,704	6	2,702
2	2,62	3	2,616
—	—	1	2,517
—	—	1	(2,477)
4	2,459	—	—
4	2,283	1	2,289
5	2,239	2	2,248
4	2,129	1	(2,135)
7	2,059	1	2,057
1	2,029	1	(2,026)
2	1,979	1	2,001
2	1,934	3	1,937
1	1,882	1	1,883
3	1,836	6	1,838
8	1,817	—	—
1	1,790	3	1,795
1	1,764	3	1,769
1	1,744	3	1,745
1	1,719	3	1,720
1	1,634	1	1,637
1	1,607	1	1,605
6	1,540	1	1,533
—	—	1	1,498
1	1,463	2	1,468
2	1,452	1	1,452

По общепринятому мнению (Pettijohn, 1957), глауконит образуется в морских бассейнах нормальной солености на различной глубине — от нескольких метров до нескольких сот метров.

В Присаянье и в меньшей степени в Прибайкалье наблюдается совместное нахождение пирита и глауконита. Совместное нахождение пирита и глауконита наблюдалось А. Г. Бабаевым (1959) для пород мелового возраста юго-востока Средней Азии; та же закономерность отмечалась Клаудом (Cloud, 1955) и др.

Образование глауконита приурочивается иногда к окислительной стадии диагенеза (Страхов, 1953; Кротов, 1953). Нужно сказать, однако, что в отложениях амфитеатра глауконит наиболее распространен в породах с признаками восстановительного режима, близкого к глауконитово-пиритовой геохимической фации Г. И. Теодоровича (1962).

Анатаз — относительно редко встречающийся минерал, хотя находки его имеются из различных горизонтов. Для анатаза характерны серые, реже желтоватые тона, квадратная форма зерен. Зерна анатаза обычно небольшие, редко превосходящие 0,1 мм. В скрепленных николях, как правило, погасает (см. табл. XXII, 13—17).

Лейкоксен встречается во многих пробах. В проходящем свете непрозрачен, в отраженном характеризуется белым цветом, тусклым блеском.

Лимонит присутствует в виде зерен, непрозрачных в проходящем свете, в отраженном свете окрашенных в ржаво-бурый цвет.

Апатит как аутигенный минерал слагает фосфоритовые образования, входящие в состав среднего ордовика в виде ракушняковых

или желваковых фосфоритов. По данным рентгеноструктурного анализа одной из фосфоритовых конкреций разреза р. Лены фосфорсодержащим минералом является фторапатит.

Сравнение рентгенограммы фосфорита р. Лены с рентгенограммой фторапатита (Михеев, 1957) показывает почти полное их тождество (табл. 27).

Кроме фторапатита, в фосфоритах содержится кварц (линии 4,27; 3,34; 2,459; 1,817 и 1,540 Å) и альбит (линия 3,238 Å).

Галенит встречается в низах усть-кутской свиты в центральной и восточной частях Иркутского амфитеатра в известняках и доломитах второго элемента нижнего макроритма. Наиболее обычны находки галенита в разрезах рек Лены, Орленги и Окунайки, где он рассеян в породе в виде вкрапленников размером до нескольких сантиметров или маломощных прожилков; нами галенит наблюдался лишь в тех разрезах, где карбонатные породы, вмещающие его, представлены известняками. По данным С. Г. Галабурды (1962), совместно с галенитом здесь встречаются также сфалерит, халькопирит, церуссит, англезит. Как указывают Ф. И. Вольфсон и Е. М. Некрасов (1965), могут быть высказаны две точки зрения на условия образования сульфидов меди в карбонатных породах краевых частей платформ.

В условиях хорошо вентилируемых мелководных лагун и заливов, характеризующихся расцветом органической жизни, свинец и цинк накапливались в виде карбонатных соединений; в сульфиды они переходили уже в стадию диагенеза под действием десульфидирующих бактерий. Другим способом образования сульфидов свинца и цинка, по мнению Ф. И. Вольфсона и Е. М. Некрасова, может являться непосредственное образование их в условиях сероводородного заражения придонных участков мелководных водоемов.

Пирит отмечается в повышенных количествах в отложениях усть-кутской свиты и в заметных — в породах среднего ордовика. Содержание пирита увеличивается в разрезах краевых частей внутреннего поля амфитеатра — на реках Бирюсе, Чуне и Орленге; в последнем случае максимальные его количества приурочены к породам нижнего макроритма, где он концентрируется совместно с галенитом.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ ТЕРРИГЕННЫХ И АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ

Усть-кутский ярус. Распределение минералов в отложениях усть-кутского яруса приведено в табл. 28.

В Прибайкалье, где мощность отложений усть-кутского яруса составляет несколько сот метров, средние значения минералогического состава подсчитаны по макроритмам и их элементам. В других частях амфитеатра средние значения содержания минералов подсчитаны в целом по усть-кутской свите.

По общему минералогическому составу отложения свиты в Прибайкалье в изученных разрезах (реки Окунайка, Орленга, Таюра) близки между собой. Для них характерно повышенное содержание циркона и умеренное — рутила и турмалина. В большом количестве присутствуют рудные минералы: магнетит и ильменит. Наибольшие колебания наблюдаются в содержании граната; количество его в бассейнах рек Орленги и Таюры умеренное (10,8—12,0%), а в разрезе р. Окунайки — совершенно ничтожное. Рассмотрим распределение терригенных минералов по отдельным горизонтам свиты в этом районе.

Гранат, присутствующий в значительном количестве лишь в бассейнах рек Орленги и Таюры, достигает наивысшего содержания (19,1—25,8%) в песчано-карбонатной пачке нижней части свиты. В следующей выше песчано-глинистой пачке (кислинской) содержание граната существенно падает в обоих разрезах, уменьшаясь до 10,7—13,4%. Еще более снижается содержание граната — также в обоих разрезах — в средней части

свиты, где оно равно лишь 5,2—7,3%. В верхней части свиты содержание граната остается на том же уровне, что и в средней (р. Орленга — 5,3%), или несколько повышается (р. Таюра — 10,2%).

Содержание циркона достигает наиболее высоких значений в бассейнах рек Окунайки и Орленги (23,1—32,1%) также в нижней песчано-карбонатной пачке свиты. Значительно меньшее количество циркона (12,3%) наблюдается в этой части разреза на р. Таюре. В средней части свиты содержание циркона находится во всех разрезах в близких пределах (12,5—20,1%), увеличиваясь в третьем макроритме до 18,2—26,1%. В распределении турмалина не наблюдается четких закономерностей. Можно отметить некоторое снижение содержания его в верхних горизонтах свиты в разрезах рек Орленги и Таюры. Та же особенность характерна и для рутила — наиболее высокое содержание его в породах низов свиты и значительно более низкое — в вышележащих отложениях.

Для отложений свиты характерно повышенное содержание магнетита и ильменита. При этом наибольшее количество этих минералов приурочено к средней части свиты — нижнему и среднему элементам второго макроритма, что имеет место во всех трех разрезах. Как в верхних, так и нижних горизонтах свиты содержание магнетита и ильменита понижается.

Для большинства горизонтов свиты отмечается заметное (до 13% в среднем по горизонтам и до 22% по отдельным пробам) содержание сфена.

Содержание других терригенных минералов тяжелой фракции (апатит, эпидот, клиноцоизит, роговая обманка, биотит, гематит) не отражает каких-либо закономерностей в разрезе или по площади. Количество этих минералов, кроме биотита и гематита, редко превышает несколько процентов, опускаясь обычно ниже 1%.

Различия в содержании кварца и полевых шпатов между горизонтами усть-кутской свиты в Прибайкалье относительно невелики. Тем не менее наблюдается отчетливое уменьшение полевых шпатов от 14—23% в нижних горизонтах свиты до 7,4—14,5% в верхних горизонтах.

Как видно из сказанного, основные пачки усть-кутской свиты в пределах Прибайкалья надежно увязываются между собой по минералам тяжелой, а отчасти и легкой фракции.

В бассейне р. Лены в районе г. Усть-Кута вскрываются лишь нижние горизонты усть-кутской свиты. По минералогическому составу развитые здесь отложения явно тяготеют к нижним горизонтам свиты (нижнему и среднему элементам первого макроритма) р. Таюры, к которым они наиболее близки географически. Верхняя часть усть-кутской свиты р. Лены, вскрываемая у с. Кривая Лука, как и в более восточных разрезах, характеризуется низким содержанием граната (5,5%) и повышенным — циркона (19,9%). Немного уменьшается в разрезе р. Лены в породах нижней части свиты содержание полевых шпатов (13,5%).

Существенно иной характер распределения терригенных минералов наблюдается в отложениях усть-кутской свиты в Присяянье в бассейнах рек Чуны и Бирюсы. Основным минералом тяжелой фракции здесь является гранат, содержание которого в среднем по свите составляет 45,9% (р. Чуна) — 53,2% (р. Бирюса). В значительно меньшем количестве присутствует циркон (16,2—11,7%), турмалин (4,5—10,2%) и рутил (10,6—6,4%). Сопоставимость же отложений свиты по их минералогическому составу между разрезами, как и ранее, хорошая.

Особняком стоят по составу аксессуарных минералов разрезы Ангаро-Илимского района. Характерным является здесь низкое содержание граната (что особенно резко проявляется в разрезе р. Илима), высокое содержание циркона (24,8—28,0%) и рутила (19,0—28,9%). В заметном количестве присутствует сфен (1,4—1,8%). Содержание турмалина отно-

сительно других районов амфитеатра несколько повышено (13,1—15,9%). Легко заметить, что своеобразие минералогического состава свиты в Ангара-Илимском районе определяется главным образом малым количеством граната в тяжелой фракции. По-видимому, здесь сказывается влияние иной области сноса, располагавшейся в южной части амфитеатра. Не исключено влияние и механической дифференциации на распределение граната; как наиболее крупный минерал в составе тяжелой фракции, он может концентрироваться в повышенном количестве в приближенной к береговой линии области.

Схема терригенно-минералогической зональности в отложениях усть-кутского яруса приведена на рис. 5.

Для определения степени «зрелости» пород и было проделано большое (несколько сот проб) количество определений SiO_2 и Al_2O_3 по песчано-алевритовому материалу, выделенному из пород после освобождения от карбонатов и отмученному от глинистой составляющей. Значения SiO_2 и Al_2O_3 в этом случае соответствуют, естественно, содержанию основных породообразующих минералов — полевых шпатов и кварца, а также слюды.

Применение такого способа исследования породы имеет преимущество перед обычным минералогическим анализом. Во-первых, можно получать значения валового содержания компонентов, в то время как при иммер-

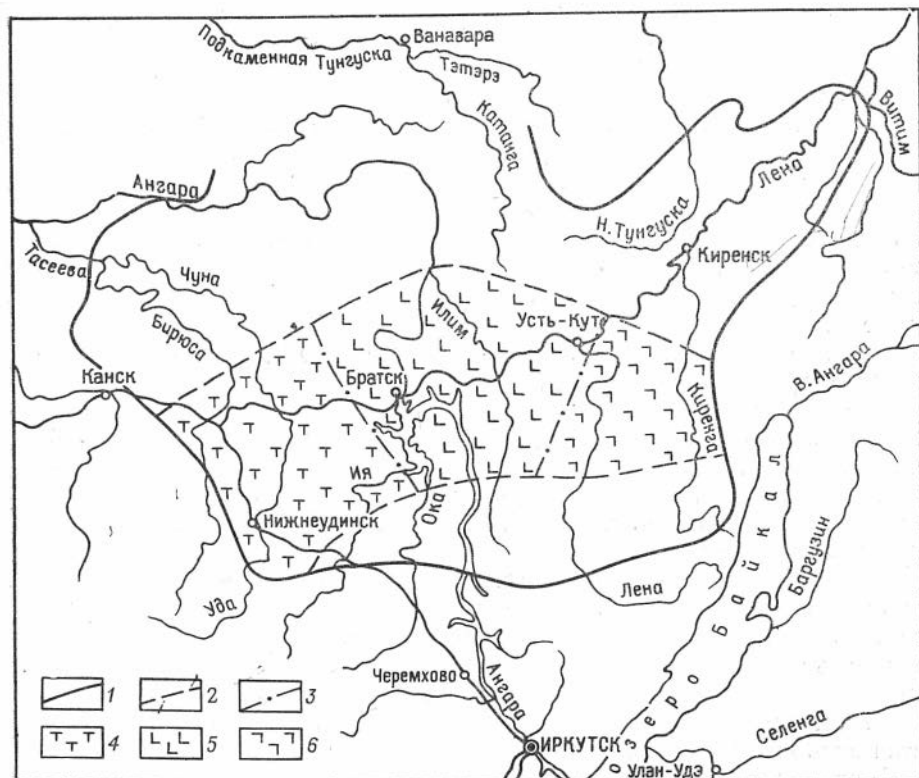


Рис. 5. Схема терригенно-минералогических зон отложений усть-кутского яруса.

1 — контур распространения отложений; 2 — границы изученного района; 3 — границы терригенно-минералогических зон; 4 — гранатово-цирконовая ассоциация; 5 — турмалиново-рутилово-цирконовая ассоциация; 6 — цирконово-сфеновая ассоциация.

сионном анализе подсчитывается количество минералов без учета их размеров, во-вторых, методы химического анализа дают большую точность в сравнении с минералогическими методами.

Содержание SiO_2 в песчано-алевритовом материале свиты на р. Чуне колеблется в пределах 88,9—95,12%, Al_2O_3 — 2,37—6,1%; на р. Илеме эти цифры равны соответственно 88,3—93 и 1,63—5,7%.

Из аутигенных минералов представляет интерес распределение в отложениях усть-кутского яруса глауконита и пирита. Как говорилось, глауконит встречается практически во всех изученных разрезах яруса, однако наибольшее его содержание приурочено к краевым частям амфитеатра*. Та же закономерность отмечается в распределении пирита. Пирит выявляется при минералогическом изучении во всех разрезах, но наиболее высокое содержание его приурочено к разрезам рек Окунайки, Чуны и Бирюсы, где достигает (в среднем по свитам) 13,5—25,2%. Региональная связь в распределении глауконита и пирита несомненна. При этом наиболее высокое содержание обоих минералов приурочено к западной части амфитеатра. Клауд (Cloud, 1955) указывает, что глауконит образуется предпочтительно в областях медленной седиментации. Напомним в связи с этим, что прогибание в Прибайкалье в усть-кутское время шло гораздо интенсивнее, чем в Присяянье.

Чуньский ярус. Отложения чуньского яруса в Прибайкальской структурно-фациальной зоне в изученных нами разрезах представлены монотонными по составу и цвету песчаниками. Средний минералогический состав по отдельным разрезам подсчитывался по толще в целом (табл. 29).

Отложения чуньского яруса Прибайкалья в изученных разрезах по минералогическому составу (как и по петрографическим и текстурным особенностям) весьма близки между собой. Основными минералами являются магнетит и ильменит, суммарное содержание которых составляет 66,3—73,6%; в несколько повышенном количестве (11,4—16,6%) содержится циркон, в пониженном — турмалин (4,7—6,8%) и совершенно незначительном — рутил (1,4—3,8%) и гранат (0,3—3,5%). Заметно уменьшается относительно усть-кутской свиты содержание граната, а также полевых шпатов, составляющих лишь 0,5—5,3% легкой фракции. Характерно почти полное отсутствие пирита, исчезает глауконит. Как мы видим, отложения усть-кутского и чуньского ярусов этого района по минералогии существенно различны.

В Присяянье в чуньском ярусе выделяются ийская и бадарановская свиты, каждая из которых, в свою очередь, подразделяется на пачки. Таблицы среднего минералогического состава составлены для отдельных пачек, а в случае, если минералогический состав смежных пачек близок, — по их совокупности. Последнее касается, впрочем, лишь первой и второй пачек ийской свиты.

Значение среднего состава минералов по свитам не приводится, поскольку содержание минералов между пачками колеблется в ряде случаев резко. Различия в мощности пачек и разная степень их охарактеризованности пробами затрудняют подсчет даже чисто формальных средних значений.

Рассмотрим последовательно по свитам и пачкам минералогический состав отложений чуньского яруса западной части амфитеатра.

Первая и вторая пачки ийской свиты характеризуются весьма близким составом. В разрезах по рекам Чуне и Бирюсе эти пачки содержат

* При иммерсионном минералогическом анализе глауконит встречается относительно редко вследствие растворения его вместе с карбонатами при дезинтеграции породы.

большое количество граната (32,9—40,0%) и значительно более низкое — циркона (17,3—12,3%), рутила (9,5—4,0%) и турмалина (7,1—7,7). Отмечается повышенное содержание апатита (13,3—10,2%). Минералогия третьей пачки изучалась лишь в разрезе р. Чуны. В составе пачки несколько снижается содержание циркона (13,7%) и рутила (8,6%) и увеличивается — апатита (31,5%).

Состав тяжелых минералов четвертой пачки существенно отличается от нижележащих слоев. Резко падает количество граната, составляя в разрезах рек Чуны и Бирюсы соответственно 1,0 и 5,9%. Содержание большинства других минералов тяжелой фракции в четвертой пачке в той или иной мере возрастает. В первую очередь это касается циркона, количество которого повышается до 26,3—19,3%; при этом непропорционально высоко увеличивается содержание розового циркона, достигающее 6,3—4,0%. Также увеличивается количество турмалина (12,0—9,5%) и рутила (32,6—9,4%). Весьма характерно наличие в четвертой пачке ийской свиты ставролита, достигающего иногда заметного содержания в породах; в разрезе р. Чуны среднее содержание его в пачке — 1,4%, а в отдельных пробах доходит до 7,6%. В нижних горизонтах свиты ставролит встречается очень редко.

Распределение минералов в составе бадарановской свиты между пачками в общем близко к ийской свите. Первая пачка бадарановской свиты содержит граната 37,7—46,0% соответственно для разрезов рек Чуны и Бирюсы. Обращает на себя внимание значительное количество розового граната в обоих разрезах — 4,2 и 16,9%. Содержание рутила в породах пачки неравномерное — 13,8% на р. Чуне и 6,2% на р. Бирюсе. Во второй пачке бадарановской свиты в обоих разрезах количество граната падает (до 8,9 и 5,9%), количество сфена увеличивается (3,8 и 5,3%). Близкие значения имеют содержания рутила (в обоих разрезах по 9,7%), турмалина (8,2 и 6,6%) и апатита (13,1 и 9,4%). Вновь возрастает процент граната в третьей пачке свиты на р. Бирюсе; на р. Чуне по породам этой пачки минералогический анализ не производился.

В бассейне р. Ангары минералогический состав ийской и бадарановской свит близок к составу нижних пачек этих свит более западных разрезов, что естественно, поскольку верхние пачки свит в разрезе р. Ангары отсутствуют. В низах ийской свиты отмечается глауконит. Песчаные пачки чуньского яруса р. Чуны обогащены в целом титанистыми минералами; в первую очередь это касается второй пачки бадарановской свиты и четвертой, завершающей, пачки ийской свиты; содержание двуокиси титана в песчаниках этой пачки, по нашим данным, достигает 0,80% (химический анализ породы).

Сравнивая минералогический состав отложений чуньского и усть-кутского ярусов западной части амфитеатра, необходимо отметить большую пестроту в распределении отдельных минералов в различных горизонтах чуньского яруса. В основном это относится к гранату, содержание которого в чуньском ярусе весьма неравномерное и в целом ниже, чем в усть-кутском ярусе. Резко повышается в чуньском ярусе содержание сфена и апатита и в ряде горизонтов — ставролита. Как и в Прибайкалье, уменьшается содержание пирита и глауконита.

Схема терригенно-минералогической зональности отложений чуньского яруса приведена на рис. 6.

Рассмотрим соотношение SiO_2 и Al_2O_3 в песчано-алевритовой фракции пород чуньского яруса Присяянья, взяв за основу разрез р. Чуны. В первых трех пачках ийской свиты содержание SiO_2 и Al_2O_3 в песчано-алевритовой фракции находится в одинаковых пределах — соответственно 88,60—91,85% и 4,05—6,10%; в четвертой пачке, сложенной сероцветными

песчаниками, содержание SiO_2 увеличивается до 93,15—96,30%, а Al_2O_3 уменьшается до 3,60—4,70%.

В нижней части первой пачки бадарановской свиты наблюдается также повышенное содержание SiO_2 (до 93,4%) и пониженное — Al_2O_3 (до 2,5%). В верхних частях нижней пачки содержание Al_2O_3 несколько увеличивается (до 4,5%). Во второй пачке бадарановской свиты, сложенной, как и верхняя пачка ийской свиты, сероцветными разнородными песча-

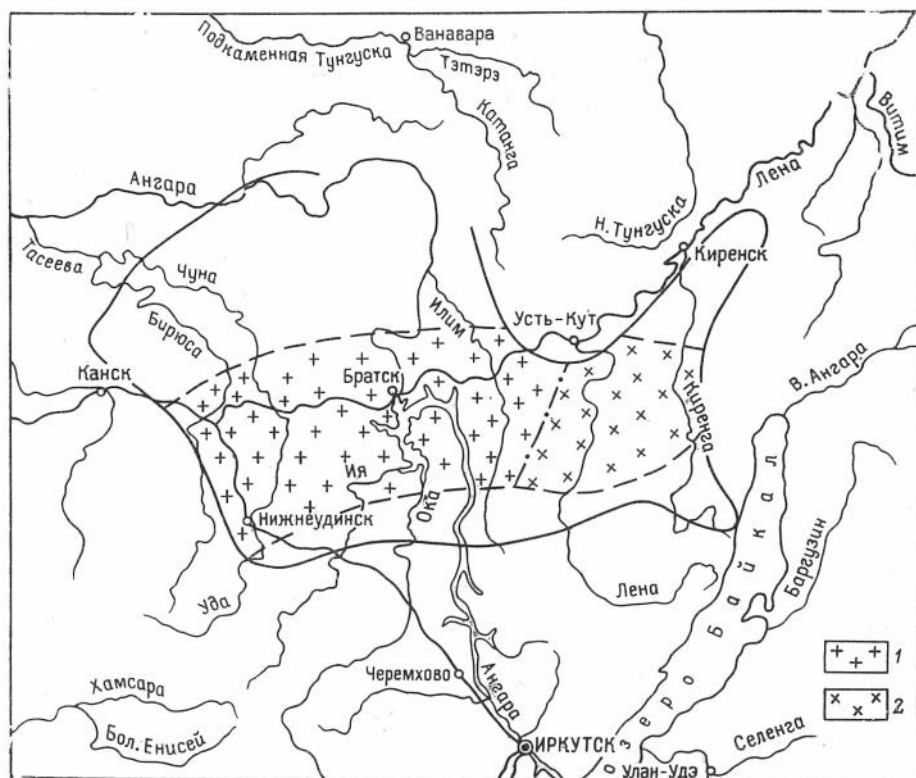


Рис. 6. Схема терригенно-минералогических зон отложений чуньского яруса.

1 — цирконово-магнетит-ильменитовая ассоциация; 2 — чередование пачек с гранатово-цирконовой и цирконово-турмалиново-рутиловой ассоциациями. Остальные знаки — здесь и на рис. 7, 8 см. условные обозначения к рис. 5.

никами, вновь увеличивается количество кварцевого материала и уменьшается — полевошпатового.

Анализ минералогического состава отложений чуньского яруса западной части амфитеатра подтверждает правильность сделанного сопоставления разрезов.

Кривоуцкий и нижняя часть мангазейского яруса. Минералогический состав отложений данного возраста изучался на р. Ангаре в районе с. Падун, на р. Илим в районе сел Прокопьевск и Зыряново и на Коршунском железорудном месторождении, на р. Лене в районе сел Кривая Лука и Кудрино и на р. Таюре в ее верховьях (табл. 30).

В разрезе р. Таюры для вскрывающихся здесь отложений нижней части кривоуцкого яруса характерно исключительно низкое (2,6%) содержание граната, высокое содержание циркона (20,9%), турмалина (15,4%) и низкое — рутила (5,6%). В заметном количестве (7,9%) содер-

жится апатит. Та же картина в распределении основных коррелятивных минералов наблюдается в нижнем, волгинском, горизонте криволучкой свиты на р. Лене в районе с. Кривая Лука, где содержание граната составляет 6,4%, циркона — 16,4%, турмалина — 14,0% и рутила — 8,2%. В более верхнем, киренском, горизонте на р. Лене увеличивается количество граната (15,0%) и рутила (до 11,1%) и уменьшается — циркона (11,8%) и турмалина (7,8%). Еще более возрастает содержание граната (25,2%) и отчасти рутила (11,8%) в породах завершающего, кудринского, горизонта криволучкой свиты р. Лены. В составе пород чертовской свиты большинство акцессорных минералов встречается в тех же количествах, что и в кудринском горизонте, за исключением турмалина (4,9%) и сфена (1,3%), содержание которых в верхах чертовской свиты значительно снижено. Количество полевых шпатов в комплексе отложений криволучкой и чертовской свит увеличивается снизу вверх — от 3,5% в волгинском горизонте, до 8,9% в чертовской свите.

На реках Ангаре и Илеме состав минералов тяжелой фракции нижних и верхних горизонтов развитых здесь отложений мамырской свиты близок. Он характеризуется высоким содержанием всех основных минералов тяжелой фракции — граната (до 30,2%), турмалина (до 24,3%), циркона (до 21,3%) и рутила (до 25,9%). В верхних горизонтах заметно повышается содержание розового циркона и в разрезе р. Ангары — розового граната.

На отдельных участках в Ангари-Илимском районе, по данным Ф. Г. Долгова и З. Н. Лобеевой, в нижней части верхней пачки мамырской свиты наблюдаются повышенные (до 3—4%) концентрации рудных минералов, главным образом ильменита, а также рутила, циркона. Ф. Г. Долгов и З. Н. Лобеева совершенно правильно, с нашей точки зрения, связывают высокие концентрации рудных минералов в рассматриваемой зоне с существовавшим здесь поднятием. Однако сделанное ими предположение о повышенном привносе рудных минералов из внутренних областей поднятия и отложении в условиях прибрежной зоны в краевых частях поднятия едва ли справедливо, поскольку даже небольшие поднятия в морском бассейне приводят к концентрации в его пределах песчаного материала с повышенным содержанием тяжелых минералов. Внутренние площади конседиментационного поднятия в Ангари-Ленском районе действительно размывались в некоторые эпохи и, в частности, в верхнечуньскую, однако трансгрессия среднеордовикского моря превратила их в области седиментации.

Одним из возможных источников обогащения пород среднего ордовика титанистыми минералами могли служить некоторые пачки песчаных пород чуньского яруса западной части амфитеатра, характеризующиеся повышенным содержанием ильменита и рутила.

Полевые шпаты и кварц в составе отложений мамырской свиты имеют несколько иной характер распределения по сравнению с криволучкой свитой. Наиболее высокое содержание полевых шпатов в мамырской свите приурочено в нижней ее пачке (в среднем 22—23%). Среднее количество полевых шпатов в верхней пачке составляет 11—16%, причем отдельные слои песчаников лишены полевых шпатов почти полностью. Соответственно увеличивается в верхней пачке содержание кварца. Естественно, та же тенденция выявляется при анализе распределения в песчано-алевритовой фракций свиты SiO_2 и Al_2O_3 . Содержание кремнезема в нижней пачке свиты на р. Илеме колеблется от 81,4 до 94,5% и в верхней пачке — от 89,4 до 96,7%. Пределы содержания глинозема в нижней пачке — 2,5—9,7% и в верхней пачке — 1,3—6,5%. Схема терригенно-минералогической зональности криволучкого яруса и чертовского горизонта мангазейского яруса приведена на рис. 7.

Тяжелая														
Терригенные минералы (сумма принята)														
гранат			циркон			турмалин			рутил			сфен	анатит	эпидот
бесцвет- ный	розовый	итого	бесцвет- ный	желто- розовый	итого	зелено- бурый	синий	итого	желтый	красно- бурый	итого			
р. Лена, криволучская														
6,0	0,4	6,4	12,3	4,1	16,4	13,3	0,7	14,0	6,5	1,7	8,2	9,8	1,1	3,8
Киренский														
14,0	1,0	15,0	9,0	2,8	11,8	7,4	0,4	7,8	10,2	0,9	11,1	10,8	1,2	2,4
Кудринский														
25,2	3,0	28,2	9,5	3,5	13,0	7,3	0,6	7,9	10,5	1,3	11,8	6,8	0,1	1,7
Чертовская														
24,6	2,9	27,5	10,5	2,2	12,7	4,5	0,4	4,9	3,8	8,4	12,2	1,3	1,9	2,6
р. Илим, мамырская														
24,6	1,8	26,4	11,0	0,2	11,2	9,5	0,8	10,3	6,1	5,9	12,0	—	0,2	1,0
Верхняя														
27,0	1,1	28,1	19,8	1,5	21,3	14,1	1,9	16,0	7,8	12,7	20,5	0,3	0,1	—
р. Ангара,														
30,2	—	30,2	16,0	—	16,0	24,0	—	24,0	4,7	21,2	25,9	0,3	—	0,1
Средняя и														
29,6	1,4	31,0	19,4	1,8	21,2	20,1	—	20,1	8,9	7,2	16,1	0,1	—	—
р. Та														
2,6	—	2,6	20,6	0,3	20,9	15,3	0,1	15,4	2,3	3,3	5,6	3,8	7,9	2,0

Верхняя часть мангазейского яруса и долборский ярус. Минералогический состав отложений братской свиты изучался в бассейнах рек Бирюсы, Чуны, Ангара и Илима, а нижней части макаровской свиты — на р. Лене (табл. 32). Наиболее характерно для этих отложений повышенное содержание граната — от 26,5 до 56,4%. По количеству остальных основных корреляционных минералов разрезы Чуно-Бирюсинского и Ангара-Илимского районов существенно различаются между собой. Чуно-Бирюсинскому району свойственно пониженное содержание циркона (8,3—9,5%) и очень малое — рутила (1,6—2,7%) и турмалина (2,3—3,6%). В заметном и повышенном количествах содержится розовый гранат (2,0—18,1%). В Ангара-Илимском районе содержание циркона (14,1—14,9%), турмалина (14,0—18,1%) и рутила (9,5—16,2%) повышенное. Розовый гранат отсутствует почти совершенно. Несомненно, состав минералов в центральной части амфитеатра определяется влиянием дополнительных областей сноса.

Минералогический состав легкой фракции братской и макаровской свит характеризуется повышенным и в ряде случаев преобладающим содержанием полевых шпатов. Наименьшее их содержание (16—20%) наблюдается в составе братской свиты Чуно-Бирюсинского района и в

нижней части мангазейского яруса, %

Ф р а к ц и я							Легкая фракция								
за 100%)							Аутигенные минералы								
клинцоизит	роговая обманка	биотит	мусковит	хлорит	магнетит + ильменит	гематит	анатаз	лейкоксен	пирит	глаукозит	кварц	полевой шпат	обломки пород	биотит	мусковит
свита, волгинский горизонт															
0,4 0,7 2,3 0,6 { 0,3 28,8 7,2 1,4 3,2 0,2 Сл. 90,8 3,5 4,9 0,8 +															
горизонт															
Сл. 0,8 1,8 0,3 0,3 31,7 5,0 1,4 5,2 0,1 — 86,2 8,3 5,2 0,3 +															
горизонт															
0,3 0,6 1,0 0,2 Сл. 24,4 3,8 2,2 0,5 0,2 — 89,4 8,6 1,9 Сл. 0,1															
свита															
0,9 0,8 — — — 30,6 4,6 0,5 2,3 1,1 — 86,6 8,9 2,1 2,4															
свита, нижняя пачка															
— — — — — 38,9 — — + — — 76 22 1 + 1															
пачка															
— 0,15 — — — 13,6 — — + — — 84 16 — + +															
нижняя пачка															
— — — — — 3,5 — — + — — 77 23 — + +															
верхняя пачка															
— — — — — 11,5 — — + — — 87 11 2 + +															
юра															
0,6 1,0 1,2 — — 37,9 1,1 — — — — 89 3 8 + +															

нижних частях братской и макаровской свит в Ангара-Ленском районе. Наивысшее содержание полевых шпатов приурочено к средней и верхней частям разреза братской свиты на р. Илеме. Достаточно сказать, что в среднем по братской свите в разрезе р. Илима количество полевых шпатов достигает 56%.

Наиболее высоким для разрезов центральной части амфитеатра в песчано-алевритовой фракции братской свиты является и содержание глинозема — до 12—15%. Схема терригенно-минералогической зональности отложений рассматриваемого времени приведена на рис. 8.

Нижний силур. Для отложений кежемской свиты нижнего силура характерно еще более высокое, чем для верхнего ордовика, содержание граната, достигающее наибольшего значения из всего разреза ордовикско-силурийской толщи (40,2—75%, табл. 31). По отдельным пробам содержание граната особенно значительное — до 88%. Наибольшее количество граната наблюдается в Чуно-Бирюсинском районе — 62,9—75%. В бассейне р. Илима оно несколько пониженное — до 40,2% в верхней подсвите и 45,9% — в нижней. Содержание циркона, турмалина и рутила обычно невысокое, хотя в отдельных разрезах некоторые из этих минералов наблюдаются в повышенном количестве. Так, среднее содержание цирко-

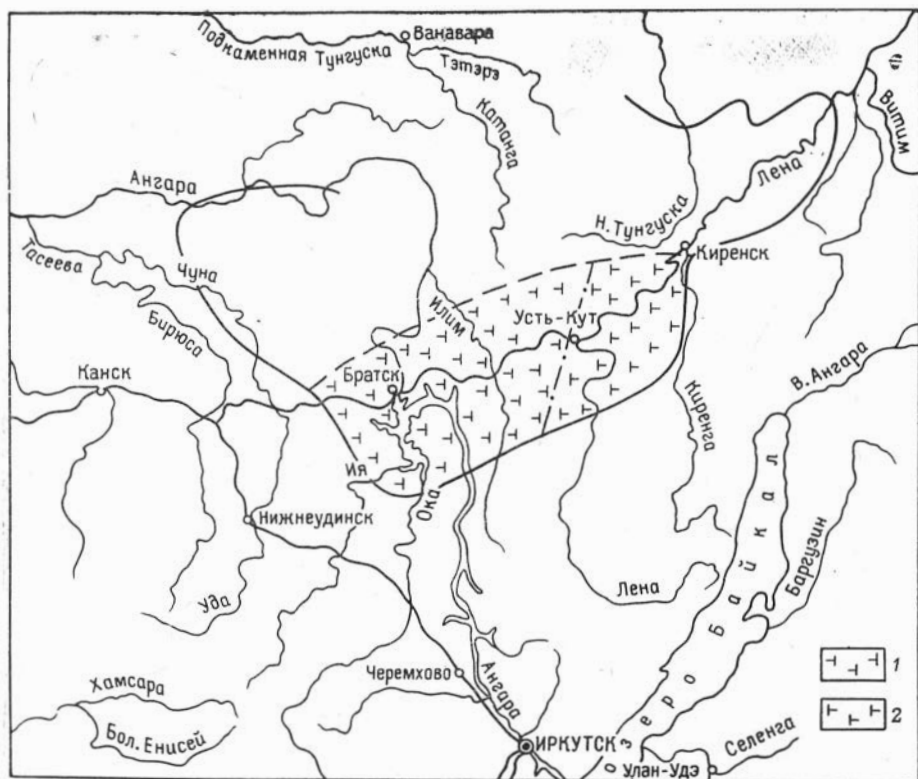


Рис. 7. Схема терригенно-минералогических зон отложений кривошурского яруса и чертовского горизонта мангазейского яруса.

1 — кварцево-гранатово-турмалиново-цирконово-рутиловая ассоциация; 2 — кварцево-цирконово-турмалиновая ассоциация.

Таблица 31

Минералогический состав отложений нижнего силура (кежемская свита), %

Тяжелая фракция													
Гранат			Циркон			Турмалин			Рутил			Хлорит	Апатит
бесцветный	розовый	итого	бесцветный	розовый	итого	зелено-бурый бесцветный	синий	розово-бурый	желтый	красно-бурый	итого		
												Биогит	Старобит
												Сфен	Эпидот
												Роговая обманка	Магнетит + ильменит
													Клиноцоцит

р. Илим, нижняя подсвета

44,4|1,5|45,9|12,4|0,4|12,8| 7,8|0,6| — |8,4|7,5|5,9|13,4| — |2,5| — | — |0,4|0,1| — |16,5| —

Верхняя подсвета

39,4|0,8|40,2|8,2|0,4|8,6| 2,9|0,2| — |3,1|3,0|2,3|5,3| — |0,1| — | — |1,0|13,2|28,3|0,2

р. Чуна, нижняя подсвета

66,9|3,1|75,0|3,7|0,5|4,2| 2,5|0,2|0,7|3,4|2,6|1,0|3,6|0,3|4,4|0,9|0,1| — | — | — |8,1| —

р. Бирюса, нижняя подсвета

60,1|2,8|62,9|22,1|1,2|23,3| 8,6| — |0,9|9,5|0,3|0,4|0,7|0,2| — |0,4| — | — | — |3,0| —

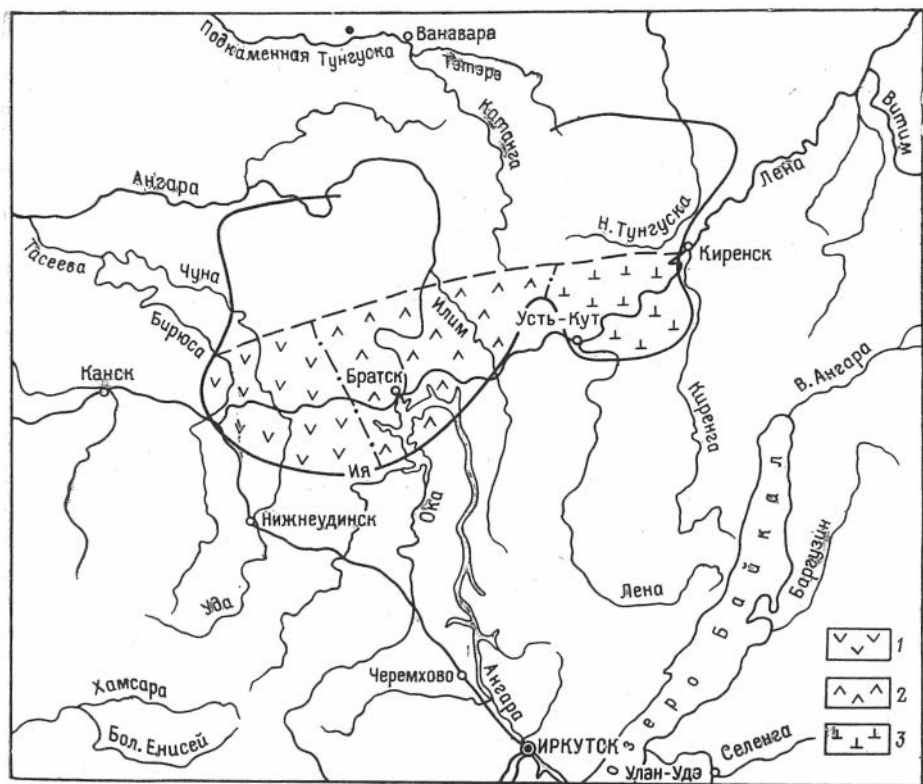


Рис. 8. Схема терригенно-минералогических зон отложений верхней части мангазейского яруса (баксанского горизонта) и верхнего ордовика.

Ассоциации: 1 — гранатовая; 2 — гранатово-турмалиново-рутилово-цирконовая; 3 — гранатово-рутиловая.

на в бассейне р. Бирюсы достигает 23,3%. В Чуно-Бирюсинском районе содержится заметное количество розового граната.

Кварц и полевой шпат в отложениях нижней подсвиты кежемской свиты распределены неравномерно; наименьшее содержание полевых шпатов (11%) наблюдается на р. Илиме и наибольшее (56%) — на р. Бирюсе. Причина столь неравномерного распределения полевого шпата в породах кежемской свиты была рассмотрена выше. Среднее содержание полевого шпата в породах верхней подсвиты кежемской свиты на р. Илиме по весьма ограниченному числу образцов составляет 24%. Содержание кварца обратно пропорционально содержанию полевых шпатов (42% на р. Бирюсе и 86% на р. Илиме).

* * *

Анализ минералогического состава отложений позволяет сделать определенные выводы о характерных ассоциациях минералов для свит и пачек. При этом наряду с вертикальной зональностью наблюдается и горизонтальная, отражающая различия в минералогическом составе пород в областях питания и изменения состава минералов в процессе их переноса. Для каждого из рассматриваемых стратиграфических подразделений выделяются терригенно-минералогические зоны, тяготеющие к основным областям сноса (Прибайкалье и Присянье). При этом состав минералов Ангаро-Ленского района несет следы влияния тех участков Прибайкальс-

Терригенные минералы (сумма принята

гранат			циркон			турмалин				рутил			сфен	апатит
бесцвет- ный	розовый	итого	бесцвет- ный	розовый	итого	зелено- бурый	синий	розовый	итого	желтый	красно- бурый	итого		
р. Лена, мака														
28,5	0,5	29	8,3	0,6	8,9	9,5	0,3	—	9,8	7,2	3,7	10,9	8,1	0,7
р. Илим, брат														
33,3	0,2	33,5	13,9	0,2	14,1	13,9	0,1	—	14,0	4,7	4,8	9,5	ед. 3	2,3
р. Ангара, брат														
34,9	0,3	35,2	14,2	0,7	14,9	18,0	0,1	—	18,1	9,2	7,0	16,2	2,0	—
р. Бир														
36,5	18,1	54,6	9,1	0,4	9,5	1,3	—	1,0	2,3	2,2	0,5	2,7	0,4	0,5
р. Чу														
24,6	2,0	26,6	8,3	—	8,3	3,4	0,2	—	3,6	0,9	0,7	1,6	ед. 3	19,1

кой и Присаянской зон, которые были изучены нами и, кроме того, свидетельствует о приносе материала из других областей этих зон.

В усть-кутское время различия между составом терригенных минералов в Прибайкалье и Присаянье весьма существенны (см. рис. 5). Для Прибайкалья характерна цирконово-сфеновая ассоциация минералов, для Присаянья — гранатово-цирконовая. В Ангара-Илимском районе состав минералов определяется турмалиново-цирконовой ассоциацией. Поступление обломочного материала в значительном количестве из внутренних частей платформы в период накопления осадков нижней части усть-кутской свиты маловероятно, хотя в верхне-усть-кутское время поступление материала с севера не исключено.

Минералогический состав тяжелой фракции отложений чуньского яруса также отчетливо отражает различия в материале, приносимом из областей питания в Прибайкальскую и Присаянскую зоны (см. рис. 6). В Прибайкалье состав акцессорных минералов стабилен и характеризуется цирконово-магнетит-ильменитовой ассоциацией. В Присаянье наблюдаются большие различия в минералогическом составе акцессориев между пачками. Ведущими ассоциациями являются гранатово-цирконовая и цирконово-турмалиново-рутиловая в сочетании с другими минералами. Неравномерно соотношение в различных пачках кварца и полевого шпата. Для восточной части амфитеатра в связи с этим состав акцессорных минералов характеризует отложения чуньского яруса в целом, а в западной — успешно коррелируются свиты и пачки.

В среднем ордовике мы также имеем отчетливое различие в источниках питания для отложений восточной и западной частей амфитеатра. На реках Тауре и Лене породы этого возраста характеризуются кварцево-цирконово-сфеновой ассоциацией с повышенным содержанием граната в кудринском горизонте и чертовской свите, в Ангара-Илимском районе — гранатово-цирконово-рутиловой (см. рис. 7).

части мангазейского и долборского ярусов, %

Ф р а к ц и я											Легкая фракция					
за 100%)										Аутигенные минералы						
эпидот	клиноцоизит	роговая обманка	биотит	мусковит	хлорит	магнетит + ильменит	гематит	шпинель	корунд	барит	лейкоксен	кварц	полевой шпат	обломки пород	биотит	мусковит

ровская свита

|2,5|2,4| 0,3 | 3,1 | 1,0 |0,4| 19,6 | 3,2 | — | — | + | + | 76 |20,5| 2,4 | 0,4 | 0,7

ская свита

| — |ед.3| — |ед.3| + | — | 26,6 | — | — | — | — | + | 42 | 56 | 1 | 1 | —

ская свита

| — | — |ед.3| + | — | — | 13,5 | — | — |0,4| — | + | 49 | 49 | 1 | + | 1

юса

|0,4| — | 0,3 | 0,3 | + |0,3| 22,8 | 5,4 |0,2|0,2| — | 2,5 | 72 | 18 | 4 | 5 | 1

на

| — | — | — | 1,4 | + |6,2| 29,5 | 3,7 | — | — | — | 3,0 | 73 | 16 | 1 | 7 | 3

В верхнеордовикских отложениях ведущую роль играет во всех разрезах гранат, однако и здесь в Ангари-Илимском районе сказывается влияние других зон питания (см. рис. 8).

Еще более высокое содержание граната характерно для нижнесилурийских отложений.

Из числа аутигенных минералов в качестве индикаторов условий осадконакопления важное значение имеют породообразующие минералы — карбонаты и гипс, а также глауконит и пирит. Круг вопросов, связанных с распределением этих минералов, был изложен выше.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ *

Не вызывает в настоящее время сомнения, что первичные глинистые минералы, являющиеся продуктами химического выветривания пород или размыва более древних глинистых толщ, во многих случаях в осадке или породе претерпевают более или менее серьезные изменения. Сложность генезиса глинистых минералов и затруднительность отнесения их однозначно к терригенным или аутигенным определили выделение глинистых минералов в работах, касающихся региональной минералогии осадочных образований, в самостоятельную группу.

Характеристика глинистых минералов будет дана по тем же стратиграфическим единицам, что и для других групп минералов.

При изучении глинистых минералов в качестве основного метода был принят рентгеноструктурный. Съемка проводилась на медном, железнном, кобальтовом, никелевом K_{α} -излучении, неотфильтрованном или

* Глауконит, охарактеризованный в разделе «Аутигенные минералы», здесь не рассматривается.

отфильтрованном; радиус камеры 203,6 — 204,3 мм (для некоторых проб — 242,5 и 245,6 мм). Часть проб кежемской свиты была отснята на камере радиусом 57,3 мм на кобальтовом K_{α} -излучении.

Рентгеноструктурный анализ проводился в большинстве случаев по препаратам, насыщенным этиленгликолем для разделения хлоритов и монтмориллонитов, поскольку для обоих минералов характерно межплоскостное расстояние 14 Å. В случаях, когда полученная рентгенограмма не позволяла однозначно определить состав глин, проводилась съемка образца, прокаленного до температуры 550° С, и иногда — естественного образца. Рентгеноструктурный анализ глинистых минералов по абсолютному большинству проб был проведен в лаборатории Иркутского геологического управления Э. Ф. Чилеко и частично в лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР Н. И. Зюзиным. Гидрослюда, хлорит, монтмориллонит диагностировались по табличным значениям базальных рефлексов отражения. Так же без затруднений диагностируются смешанно-слоистые минералы с упорядоченным чередованием слоев, встречающиеся в наших отложениях довольно редко; как указывает Р. Е. Грим (1956), «дифракционные свойства упорядоченных смешанно-слоистых минералов определяются элементарной ячейкой большого размера, составленной из элементарных ячеек, охватывающих отдельные слои». Так, для образца 848 из отложений братской свиты р. Чуны (см. табл. 39) получена серия рефлексов 24,20; 11,78 и 8,86 Å (образец насыщен этиленгликолем); мы имеем здесь почти правильное чередование гидрослюда (базальный рефлекс 10 Å) и хлорита (14 Å). Близкое к упорядоченному чередование хлоритовых и монтмориллонитовых слоев имеет место в образце 1193 (см. табл. 35), характеризуемом рефлексами 15,46; 9,75; 7,62; 5,06; 3,82 Å. Однако большинство смешанно-слоистых минералов характеризуется неупорядоченностью чередования слоев различного состава. Базальные рефлексы таких минералов являются промежуточными между смежными базальными рефлексами слоев, образующих минерал.

Наблюдаются смешанно-слоистые минералы с неупорядоченным чередованием слоев следующих типов: гидрослюда — хлорит, гидрослюда — монтмориллонит и хлорит — монтмориллонит.

Для всех неупорядоченных минералов характерно отсутствие целостной серии базальных рефлексов.

Для хлоритово-монтмориллонитовых минералов с неупорядоченным чередованием слоев характерны базальные рефлексы в интервале 14—17 Å для напитанных этиленгликолем препаратов и в интервале 10—14 Å для препаратов, прокаленных до температуры 550° С (поскольку межплоскостное расстояние монтмориллонитового слоя при этом уменьшается до 10 Å). Неупорядоченные хлоритово-монтмориллонитовые минералы встречаются часто, обычно в смесях с хлоритом, каолинитом, гидрослюдой (обр. 32, 46, 50; см. табл. 41). Для хлоритово-гидрослюдистых смешанно-слоистых минералов характерно наличие рефлексов в интервале 10—14 Å, сохраняющихся при нагревании до 550° С (обр. 2436; см. табл. 35). Встречаются хлоритово-гидрослюдистые смешанно-слоистые минералы, как и монтмориллонитово-гидрослюдистые, значительно реже, чем хлоритово-монтмориллонитовые. В качестве примера монтмориллонитово-гидрослюдистого минерала с неупорядоченной структурой можно привести образец 1179 (табл. 35) с рефлексами 16,38 и 9 Å для напитанного этиленгликолем препарата. Расшифровка некоторых построенных смешанно-слоистых минералов, проведенная В. А. Дрицем и А. А. Капaeвым (1961), показала наличие в одном из них (обр. В, табл. 35) чередующихся слоев с базальными рефлексами 10, 14 и 17 Å (гидрослюда, хлоритоподобный минерал и монтмориллонит).

*Результаты рентгеноструктурного анализа глинистых минералов
отложений усть-кутского яруса*

р. Ангара				р. Илим				р. Чуна					
обр. 2189		обр. 2191		обр. 644		обр. 659		обр. 2077		обр. 2083		обр. 2095	
<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$
4	9,97	4	14,34	10	10,35	1	13,91	4	15,35	6	14,46	8	13,92
2	6,89	4	10,19	2	5,05	5	9,98	3	9,72	4	10,03	6	9,94
3	4,88	3	7,02							4	7,08	10	6,96
10	4,43	2	4,88	10	4,60	2	7,16	5	7,00	2	4,94	2	5,09
1	4,16	10	4,43							10	4,49	3	4,87
6	3,63	3	4,16	3	3,72	1	4,98	2	4,94	1	4,24	4	4,63
1	3,44	1	3,61							2	3,69	1	4,16
6	3,28	1	3,46	10	3,40	10	4,50	10	4,49	2	3,51	3	3,83
2	2,92	8	3,30							8	3,35	2	3,63
1	2,81	1	2,94	3	3,13	1	4,27	2	4,23	1	2,98	7	3,36
										3	2,83	6	3,17
3	2,73	2	2,80	1	2,72	4	3,79	3	3,49	8ш	2,58	1	2,93
7	2,71	10ш	2,545							1	2,451	2	2,79
7	2,54	2	2,424	10	2,63	3	3,51	8	3,31	3	2,378	4	1,962
10	2,478	4	2,353	2	2,49	10	3,34	3	2,99	2	2,249	1	1,851
2	2,356	2	2,237	2	2,429	1	3,14	4	2,80	2	2,128	2	1,790
3	2,175	2	2,111	1	2,289	3	3,00	10	2,56	2	1,811	2	1,541
4	1,815	2	1,683	2	2,174	6	2,88	2	2,436	3	1,699	3	1,521
5	1,672	2	1,642	2	2,012	4	2,75	4	2,367	3	1,656	3	1,484
1	1,641	3	1,530	1	1,679	7	2,63	1	2,228	3	1,538		
1	1,612	6	1,490	8	1,519	4	2,51	2	2,111	6	1,514		
2	1,584					1	2,441	4	1,981				
2	1,522					1	2,240	1	1,802				
3	1,489					2	2,196	2	1,686				
5	1,470					2	1,997	3	1,641				
4	1,439					1	1,840	4	1,526				
						1	1,790	6	1,493				
						1	1,694	4	1,292				
						2	1,542						
						4	1,504						

Продолжение табл. 33

р. Бирюса				р. Окунайка					
обр. 2486		обр. 2488		обр. 3018		обр. 3020		обр. 3029	
<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$
3	14,50	2	14,82	3	9,96	3	10,19	3	9,96
4	10,05	4	9,99	3	7,03	1	7,00	3	4,93
5	7,08	5	7,06	2	4,92	2	4,98	5	4,49
1	4,90	4	4,99	4	4,43	5	4,52	1	3,88
10	4,51	8	4,53	2	3,65	2	3,70	2	3,66
4	3,55	2	4,24	2	3,48	1	3,64	2	3,49
8	3,34	1	3,50	4	3,30	4	3,36	4	3,32
3	2,96	3	3,32	2	2,80	2	2,89	2	2,84
10	2,58	4	3,02	5	2,54	5	2,60	5	2,56
4	2,398	5	2,85	2	2,432	2	2,48	2	2,464
1	1,987	10	2,57	3	2,356	3	2,41	3	2,380
3	1,541	5	2,380	2	1,525	2	2,279	1	2,296
7	1,503	2	2,249	4	1,485	1	2,215	1	2,125
2	1,300	2	2,135			1	2,164	1	1,949
		4	1,992			1	1,717	1	1,883
		2	1,794			1	1,678	1	1,802
		2	1,659			4	1,519	2	1,535
		1	1,539					4	1,488
		6	1,498						
		2	1,295						

Примечание. В этой и последующих таблицах (35, 37, 39) приводятся рентгенограммы образцов, напитанных этиленгликолем (кроме оговоренных случаев).

Электронные микрофотографии получены Н. Г. Пятилетовой; препараты готовились методом водной суспензии.

Диагностировка многих глинистых минералов по электронномикроскопическим снимкам, таких, как хлорит, а также монтмориллонит и гидрослюда, разработана слабо. Для нас наибольшее значение электронно микроскопическое изучение глинистых минералов имело с точки зрения выявления среди них каолинита, поскольку рентгеноструктурным методом каолинит отделяется от хлорита, присутствующего во многих образцах, с большим трудом.

На электронномикроскопических снимках каолинит представлен в виде непрозрачных резко ограниченных зерен, часто со следами гексагональных граней, выраженных более или менее четко (табл. XXXIII, 1). Полупрозрачные зерна каолинита не выделяются; возможно, мы не смогли их точно диагностировать. Зерна гидрослюда полупрозрачны; форма их различна — от удлинённых кристаллов с четкими гранями, частично, возможно, аутигенных, до зерен неправильной формы различных размеров (см. табл. XXXIII, 2).

Хлорит и монтмориллонит на электронных микрофотографиях имеют вид непрозрачных образований с неровными краями, представляющие, по-видимому, комплекс наложенных друг на друга частиц (см. табл. XXXIII, 1, 3).

Термические анализы проводились на пирометре Курнакова; термограммы расшифровывались сравнением полученных температур экзо- и эндотермических реакций с табличными.

Усть-кутский ярус. Глинистые минералы из отложений усть-кутского яруса исследовались по разрезам рек Бирюсы, Чуны, Ангара, Илима и Окунайки. Глинистая фракция выделялась из различных по составу пород (песчаников, алевролитов и аргиллитов, карбонатов), однако состав глинистых минералов в пределах отдельных регионов являлся одинаковым независимо от типа породы.

В Чуно-Бирюсинском районе, по данным рентгеноструктурного анализа (табл. 33), глинистые минералы имеют гидрослюдисто-каолинитово-хлоритовый состав при преобладании гидрослюда. Диагностировка каолинита в пробах рассматриваемого района затруднена, поскольку во всех образцах присутствует хлорит; тем не менее в ряде образцов базальные отражения четвертого порядка хлоритов и второго порядка каолинитов на рентгенограммах различаются отчетливо (обр. 2083, 2095). Не исключено наличие монтмориллонита в образце 2077.

В Ангара-Илимском районе хлорит обнаруживается уже не во всех образцах. Присутствие каолинита среди глинистых минералов надежно определяется по образцу 2189, в котором хлорит отсутствует. В бассейне р. Илима в отдельных образцах нет не только хлорита, но и каолинита (обр. 644). В образце 664 присутствует монтмориллонит.

В Прибайкалье в разрезе р. Окунайки состав глин гидрослюдисто-каолинитовый. Хлорит не выявлен здесь ни в одной пробе; каолинит фиксируется в бассейне р. Окунайки лишь в пяти пробах из восьми.

С наличием хлорита в западной части амфитеатра, и отчасти в центральной, связано повышенное содержание MgO (6,12—8,44%, табл. 34). В разрезе р. Окунайки, где хлорит отсутствует и место его занимает гидрослюда, в глинистой фракции в два раза уменьшается содержание MgO , составляющее 3,15—3,88%, и увеличивается содержание K_2O . Некоторое уменьшение количества MgO в глинистой фракции наблюдается и в центральной части амфитеатра на р. Илеме относительно разрезов рек Бирюсы и Чуны.

*Химический состав глинистых минералов усть-кутского яруса
(фракция менее 0,001 мм)*

№ пробы	Компоненты, %									
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	п. п. п.	сумма
р. И л и м										
659	40,54	20,52	12,88	Не опр.	3,91	6,12	Не опр.	Не опр.	10,19	—
664	53,40	19,57	6,54	Не опр.	0,81	6,76	4,49	0,29	7,58	99,44
р. Б и р ю с а										
2486	45,58	22,25	3,24	4,41	1,90	8,44	5,21	0,20	9,33	100,50
2488	45,11	21,73	3,25	3,32	2,63	8,04	5,24	0,20	9,74	99,26
р. Ч у н а										
2077	46,38	23,33	3,93	4,64	0,77	6,94	Не опр.	Не опр.	7,32	—
р. О к у н а й к а										
3020	51,69	22,66	5,33	2,21	0,17	3,78	6,53	0,42	6,69	99,48
3029	53,35	23,23	5,62	Не опр.	0,23	3,15	6,84	0,51	7,15	100,08
3045	48,35	19,76	14,40	Не опр.	0,63	3,48	6,33	0,37	6,12	99,44
3050	50,95	24,23	6,74	Не опр.	0,19	3,88	6,38	0,38	6,78	99,53

Повышенное количество каолинита в отложениях Присаянья относительно разрезов Прибайкалья находит отражение в пониженном содержании SiO₂ (кроме обр. 664) и уменьшении отношения SiO₂: Al₂O₃.

Распределение глинистых минералов по их составу на площади амфитеатра в отложениях усть-кутского яруса приведено на рис. 9.

Чуньский ярус. Глинистые минералы из пород чуньского яруса изучались по разрезам рек Окунайки, Илима, Ангары и Бирюсы. В Прибайкалье глинистые минералы в отложениях этого возраста представлены, как можно судить по двум изученным образцам, диоктаэдрической гидрослюдой (табл. 35).

Значительно более сложный состав имеют глинистые минералы Присаянья.

В разрезе р. Бирюсы и в прилегающей к Восточному Саяну части бассейна р. Чуны глинистые минералы в отдельных образцах представлены гидрослюдой (обр. 1485, 2451, 2449, 2458), смесью гидрослюды с хлоритом и, возможно, каолинитом (обр. 2097, 2121, 2246, 2255), с монтмориллонитом (обр. 1489), с монтмориллонитом и каолинитом (обр. 1548, 2448), хлоритом, возможно, в смеси с каолинитом (обр. 2103, 2116), смесью гидрослюды с каолинитом (обр. 1188). В одном из образцов глинистые минералы, по данным рентгеноструктурного анализа, представлены монтмориллонитом (обр. 2456), однако термический анализ (рис. 10) показывает в этом образце преобладание гидрослюды.

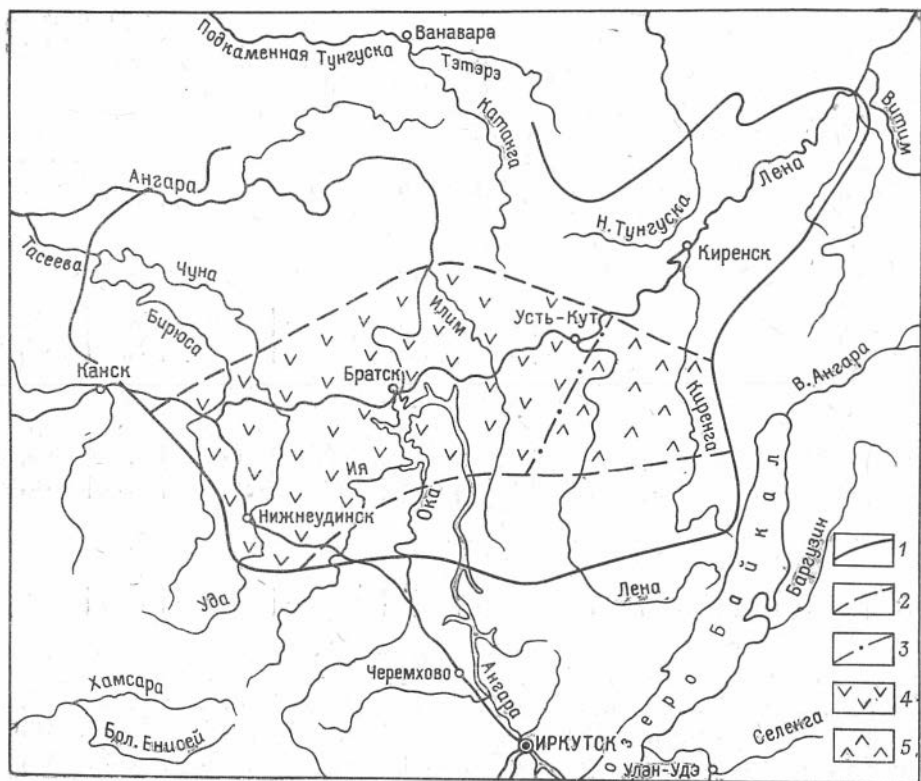


Рис. 9. Схема распределения глинистых минералов в отложениях усть-кутского яруса.

1 --- контур распространения отложений; 2 — граница изученного района; 3 — граница между областями с различными ассоциациями глинистых минералов; 4 — каолинитово-хлоритово-гидрослюда association; 5 — каолинитово-гидрослюда association.

Кроме смесей минералов, в породах бадарановской свиты чуньского яруса, примыкающих к области сноса, встречаются минералы смешанно-слоистой структуры с неупорядоченным чередованием слоев. Наблюдаются смешанно-слоистые монтмориллонитово-гидрослюдистые минералы (обр. 1179, А), хлоритово-гидрослюдистые (обр. 2436), хлоритово-монтмориллонитовые, часто с гидрослюдой. В образце 1193 имеет место упорядоченное переслаивание типа хлорит-монтмориллонит. Хлорит-монтмориллонитовые смешанно-слоистые минералы наблюдаются также в образцах 2270, 2276, 2269 и, возможно, в целом ряде других.

Образец В сложен, как было показано В. А. Дрицем и А. А. Кашаевым (1961), чередующимися слоями с базальными рефlekсами 10, 14 и 17 Å. Химические анализы глин приведены в табл. 36. Наибольшее количество магния по пробам характерно для глин, в состав которых входит хлорит (обр. 2430, 2436). Максимальное количество MgO наблюдается в образце 2436, где имеет место переслаивание монтмориллонита с гидрослюдой. Наименьшее количество магния содержится в гидрослюдах. Почти ни в одной из проб, где в составе глинистых минералов отсутствует хлорит, за исключением образца 2458, содержание MgO не достигает 6%. С другой стороны, в абсолютном большинстве проб, где хлорит в составе глинистых минералов имеется, содержание MgO не опускается ниже 6%. Содержание K_2O обратно пропорционально содержанию MgO :

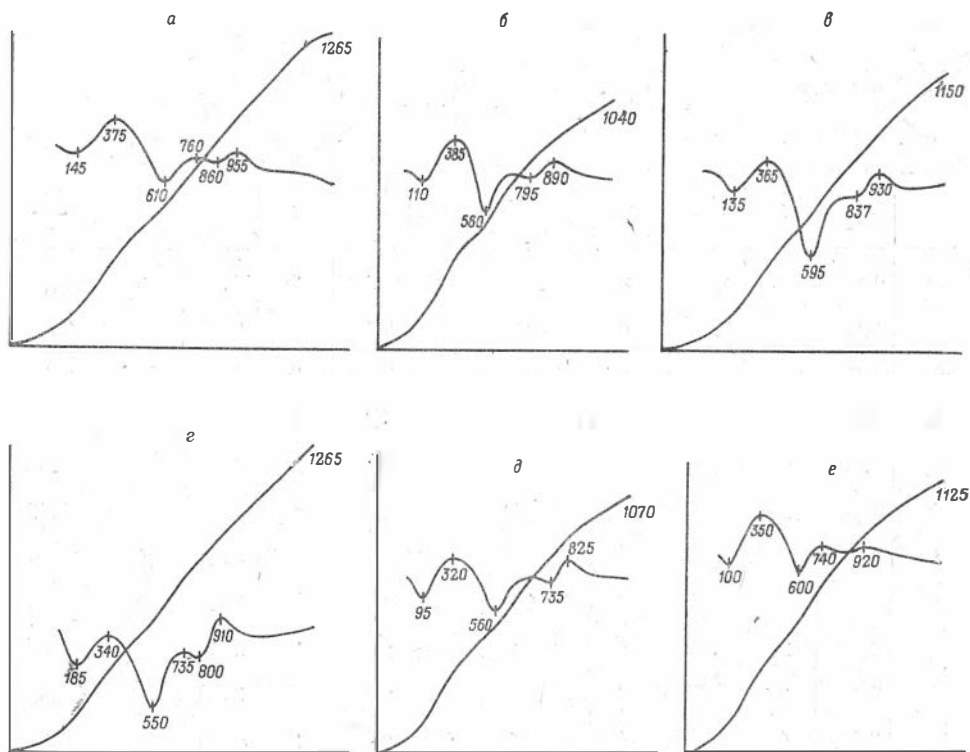


Рис. 10. Кривые нагревания глинистых минералов чуньского яруса (фракция менее 0,001 мм).

Образцы: 871 (а); 879 (б); 881(в); 1498 (г); 1547 (д); 2456 (е).

в образцах, содержащих максимальное количество MgO , количество K_2O минимальное.

В несколько более удаленных от области сноса районах — на реках Ангаре и Илеме — монтмориллонит и минералы смешанно-слоистой структуры среди глинистых минералов не выявлены.

Основные закономерности в распределении состава глинистых минералов в отложениях чуньского яруса на площади амфитеатра (рис. 11) заключаются, таким образом, в уменьшении или исчезновении монтмориллонита и смешанно-слоистых минералов из пород по направлению от прибрежных участков бассейна к центральным и некотором снижении в этом направлении количества MgO при увеличении содержания K_2O .

Криволуцкий ярус и чертовской горизонт мангазейского яруса. Глинистые минералы из отложений данного возраста изучались лишь по мамырской свите в бассейнах рек Илима и Ангары. Во всех без исключения пробах, по данным рентгеноструктурного анализа, присутствует гидрослюда (табл. 37). Гидрослюдистый состав глин показывают и дифференциальные кривые нагревания (рис. 12). Из других минералов наблюдаются хлорит, каолинит и в одном образце в разрезе р. Илима — монтмориллонит. Необходимо указать, что содержание каолинита в породах мамырской свиты может быть значительным. Так, по данным Ф. Г. Долгова, в глинистом цементе одного из образцов песчаников верхней пачки

Результаты рентгеноструктурного анализа глинистых

р. Окунайка				р. Илим		р. Ангара					
обр. 3012		обр. 3016		обр. 668		ийская свита		бадарановская свита			
						обр. 3217		обр. 3090		обр. 2186	
<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$
5	9,97	8	9,82	2	15,04	4ш	10,28	2	14,46	5	14,10
3	4,93	4	4,88	6	10,09	3	7,25	4	9,94	5	9,85
10	4,60	10	4,43	1	7,23	3	5,02	2	4,88	10	6,99
2	4,29	1	4,24	1	5,81	10	4,57	5	4,44	3	4,86
2	3,89	1	4,05	2	4,94	4	4,26	2	3,64	3	4,62
4	3,68	2	3,84	10	4,44	1	3,615	1	3,47	8	4,42
1	3,50	4	3,65	5	4,17	8	3,40	4	3,30	1	4,03
8	3,34	10	3,31	2	3,72	1	3,037	1	2,83	2	3,81
3	2,83	2ш	3,07	1	3,49	3	2,88	2	2,68	6	3,63
4	2,70	2	2,94	6	3,36	8	2,623	5	2,56	6	3,46
10ш	2,57	4	2,82	1	3,07	1	2,480	2	2,49	10	3,29
4	2,54	5	2,67	3	2,70	1	2,425	2	1,689	3	2,94
2	2,452	8	2,50	10	2,59	1	2,373	4	1,497	2	2,79
3	2,388	4	2,497	1	2,54	2	1,562			6	2,66
2	1,599	3	2,435	4	2,464	6	1,527			3	2,54
3	1,541	4	2,367	4	2,402	3	1,508			3	2,476
7	1,502	2	1,593	1	2,273					1	2,414
3	1,485	1	1,535	1	2,216					3	2,350
4	1,452	6	1,495	2	2,153					2	2,244
		2	1,476	1	2,106					3	2,166
		4	1,449	2	2,009					3	1,815
				1	1,843					5	1,672
				2	1,711					3	1,637
				2	1,555					2	1,581
				5	1,502					3	1,522
				2	1,469					4	1,486
				3	1,315					2	1,466
										3	1,437

минералов из отложений чуньского яруса

р. Ч у н а, ийская свита													
обр. 2250		обр. 2097		обр. 2103		обр. 2116		обр. 2121		обр. 2246		обр. 2255	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
4	15,40	5	14,11	2	14,59	2	14,37	—	13,95	2	13,95	3	14,33
2	10,25	5	10,01	3	7,09	3	7,16	2	9,80	3	10,03	4	9,6
2	7,04	5	7,05	2	4,95	2	5,02	1	7,76	2	7,16	6	7,01
3	4,88	10	4,48	5	4,45	10	4,56	8	7,11	1	4,74	2	4,92
10	4,46	1	3,78	4	3,30	2	4,21	2	6,09	4	4,44	10	4,42
1	3,67	2	3,50	4	2,670	2	3,52	1	4,87	4	3,54	2	3,64
10	3,45	8	3,32	3	2,56	1	3,06	8	4,43	5	3,30	1	3,46
5	3,30	1	3,04	2	2,50	1	2,87	4	4,14	3	2,67	5	3,28
3	2,82	10	2,57	3	1,679	9	2,60	1	3,67	4	2,54	2	2,66
1	2,66	3	2,435	3	1,493	4ш	2,462	4	3,52	2	2,357	8	2,54
10	2,55	4	2,381	2	1,472	3ш	2,259	1ш	2,75	3	1,973	2	2,484
5	2,49	3	2,248	3	1,441	1	2,006	5ш	2,54	1	1,662	4	2,354
6	2,366	2	2,188	1	1,328	2	1,710	4	2,472	3	1,486	4	2,176
3	2,232	1	2,117	2	1,287	2	1,670	1	2,372	2	1,277	2	1,980
3	2,184	3	1,982			7	1,515	4	2,321			1	1,812
1	1,775	1	1,875			2	1,496	3	2,263			4	1,677
2	1,814	1	1,800			4	1,303	1	2,224			1	1,582
3	1,683	1	1,693			1	1,256	1	2,173			1	1,528
3	1,525	2	1,651					2	2,106			6	1,491
6	1,489	3	1,555					3	1,976			2	1,471
2	1,467	6	1,497					1	1,920			3	1,438
3	1,435	4	1,292					2	1,804			1	1,239
1	1,311	1	1,246					4	1,652			2	1,687
5	1,259							2	1,609				
1	1,237												
$T = 550^\circ$													
3	10,23												
3	4,96												

обр. 1169		обр. 1179		обр. 1188		обр. 1193		обр. 1204		обр. 2265		обр. 2269	
<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$
15,19		10	16,38	10	10,2	10	15,46	3	14,94	3	14,63	2	14,59
10,02		2	9,04	7	7,0	2	9,75	5	9,93	3	9,80	2	6,99
7,40		7	4,49	1	5,01	4	7,62	4	7,22	2	7,09	2	4,51
5,90		1	4,29	10	4,46	2	5,06	1	4,90	3	4,92	2	3,64
5,01		1	3,79	3	3,66	8	4,49	10	4,46	1	3,69	2	3,53
4,52		2	3,47	4	3,32	1	4,12	2	3,66	2	3,50	5	3,32
3,34		7	3,32	3	2,63	1	3,82	2	3,50	8	3,34	1	2,85
3,08		1	3,02	5	2,58	1	3,69	8	3,30	1	3,03	4	2,67
2,82		1	2,79	5	2,52	2	3,47	4	2,68	2	2,81	4	2,499
2,57		8	2,66	2	2,428	3	3,37	8	2,56	10	2,57	1	1,184
2,414		2	2,54	2	2,377	2	2,80	5	2,52	1	2,51	2	1,823
2,267		5	1,51	2	2,215	4	2,69	3	2,377	3	2,38	2	1,880
1,501				2	2,019	6	2,57	2	2,214	2	2,256	1	1,477
				2	1,831	4	2,428	2	1,976	2	1,989	3	1,439
				2	1,695	3	2,231	2	1,829	1	1,704	$T = 550^\circ$	
				1	1,646	3	2,017	3	1,687	2	1,704	8	13,58
				1	1,624	3	1,837	1	1,645	1	1,660	2	10,12
				2	1,500	1	1,731	2	1,534	1	1,539	2	4,89
				2	1,483	3	1,684	4	1,488	6	1,501		
				2	1,451	10	1,525			1	1,372		
				1	1,296		1,450			2	1,296		
							1,478			1	1,243		
							1,447						
							1,312						

НОВСКАЯ СВЯТА

обр. 2270		обр. 2276		обр. 879		обр. 881		обр. А		обр. В	
<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$
4	15,60	8	14,37	5	14,22	1	14,59	18	30	50	29,5
4	9,80	6	9,39	3	10,00	3	10,37	12	12,8	8	15,1
4	7,12	1	4,88	7	7,12	1	8,42	8	9,1	4	9,07
2	4,95	7	4,41	2	4,96	2	7,39	12	5,2	4	5,15
5	4,52	2	3,63	2	4,77	10	4,67	16	3,32	12	3,31
2	3,54	2	3,56	10	4,48	1	3,82	2	2,40	2	2,86
4	3,35	5	3,28	4	3,51	1	3,66	2	2,01	2	2,03
1	3,07	2	2,97	6	3,33	3	3,48	Ест. обр.		Ест. обр.	
1	2,86	1	1,80	1	2,99	1	3,14	50	27,4	30	26,5
2	1,72	3	2,65	1	2,86	5	2,78	25	11,8	23	14,4
5	2,58	6	2,54	1	2,66	5	2,66	3	6,0	23	11,5
1	2,461	6	2,52	10	2,62	5	2,61	12	4,85	16	4,9
1	2,203	5	2,357	2	2,45	2	2,47	6	3,35	12	3,32
		3	2,169	4	2,39	2	2,07	1	3,13	10	3,20
3	2,009	2	1,957	2	2,25	2	1,87	1	2,71	6	1,99
2	1,826	3	1,802	1	2,13	2	1,76	2	2,00	$T = 550^\circ$	
1	1,702	4	1,668	3	2,00	1	1,64	$T = 550^\circ$		5	24,5
1	1,658	2	1,520	2	1,891	3	1,57	10	9,9	5	20,5
4	1,530	6	1,484	2	1,715	3	1,55	6	4,9	50	9,85
3	1,476	2	1,463	2	1,64	3	1,49	6	3,32	50	5,0
2	1,380	5	1,431	3	1,54					50	3,29
$T = 550^\circ$		1	1,350	3	1,50					4	1,98
3	12,61	2	1,284								
4	10,35	$T = 550^\circ$									
3	4,97	3	12,99								
		4	10,24								
		3	5,03								

р. Бирюса, ийская свита						р. Бирюса. бадара					
обр. 1488		обр. 1485		обр. 1489		обр. 1512		обр. 1548		обр. 2449	
<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$
3	15,89	4	10,00	5	15,01	10	14,69	2	16,72	5	9,72
1	9,87	10	4,45	6	9,81	5	9,93	3	10,49	2	5,11
1	7,44	3	4,21	2	7,32	10	4,48	4	7,18	10	4,53
10	4,50	2	3,47	2	4,92	2	4,25	1	4,95	6	3,37
3	4,21	6	3,32	10	4,51	8	3,36	10	4,52	2	2,73
2	3,54	8	2,55	3	4,43	7	2,415	3	4,19	7	2,61
6	3,36	2	2,413	1	3,92	2	2,016	1	3,89	2	1,422
5	2,59	2	2,364	1	3,71	4	1,723	1	3,74	1	2,003
2	2,43	1	2,223	3	3,52	6	1,502	2	3,58	2	1,842
1	1,514	1	1,685	8	3,33			8	3,36	1	1,510
		3	1,494	1	3,01			1	3,08		
		1	1,316	7	2,58			7	2,59		
				3	2,40			2	2,402		
				1	2,25			2	2,348		
				2	2,130			2	1,184		
				3	1,984			2	1,992		
				1	1,893			1	1,901		
				2	1,815			1	1,821		
				1	1,706			1	1,710		
				2	1,646			1	1,668		
				1	1,539			2	1,550		
				3	1,503			4	1,508		
				1	1,378			3	1,496		
				1	1,338			1	1,379		
				2	1,299			2	1,301		
				$T = 555^\circ$							
				3	10,206						
				1	4,93						
				1	4,43						

НОВСКАЯ СВИТА

обр. 2451		обр. 2456		обр. 2458		обр. 2460		обр. 2430		обр. 2436		обр. 2448	
<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$
5	10,78	5	16,40	3	9,91	7	10,57	5	14,84	4	15,20	2	16,46
3	4,99	2	8,3	2	4,91	4	7,15	3	9,82	3	10,69	6	10,45
10	4,48	3	4,89	8	4,48	3	4,92	5	7,09	2	7,25	3	7,19
1	4,17	5	4,43	1	4,10	10	4,46	10	4,47	5	4,52	3	4,94
5	3,65	3	3,62	4	3,62	6	3,68	5	4,09	1	3,66	10	4,46
8	3,32	4	3,29	5	3,31	10	3,31	1	3,69	4	3,34	3	3,65
1	3,07	1	3,17	3	3,15	4	2,57	1	3,52	5	2,57	1	3,48
2	2,84	2	2,81	2	2,84	3	2,517	8	3,31	3	2,424	7	3,31
4	2,68	3	2,66	1	2,67	3	2,360	1	3,05	2	2,270	1	2,83
9	2,56	5	2,55	10	2,56	3	2,188	3	2,68	1	2,134	3	2,68
3	2,390	4	2,473	2	2,421	2	1,989	9	2,54	1	1,998	8	2,57
2	2,229	2	2,401	2	2,373	2	1,836	2	2,38	1	1,584	2	2,509
2	2,003	2	2,350	2	2,223	4	1,690	1	2,20	4	1,538	2	2,392
2	1,961	1	2,224	2	1,686	2	1,646	3	1,950	4	1,506	2	2,219
1	1,833	1	2,171	3	1,651	6	1,498	1	1,839	Ест. обр.			
2	1,692	1	1,956	1	1,625	3	1,450	2	1,699	3	14,28	2	2,156
2	1,663	1	1,839	4	1,522	1	1,335	2	1,657	4	10,18	1	1,980
2	1,638	2	1,793	8	1,492	3	1,298	2	1,538	2	7,20	2	1,817
10	1,497	3	1,676	5	1,292	1	1,244	3	1,501	2	4,90	2	1,686
2	1,452	2	1,637	4	1,263					$T = 550^\circ$			
1	1,373	2	1,496									2	1,655
3	1,297	5	1,483									8	13,71
												1	1,638
												4	10,49
												1	1,541
												4	4,87
												4	1,501
												10	4,43
												3	1,458
												1	1,377
												2	1,304
												Ест. обр.	
												3	14,33
												10	10,25
												4	7,12
												2	4,98
												$T = 550^\circ$	
												4	10,25
												3	4,95
												10	4,51

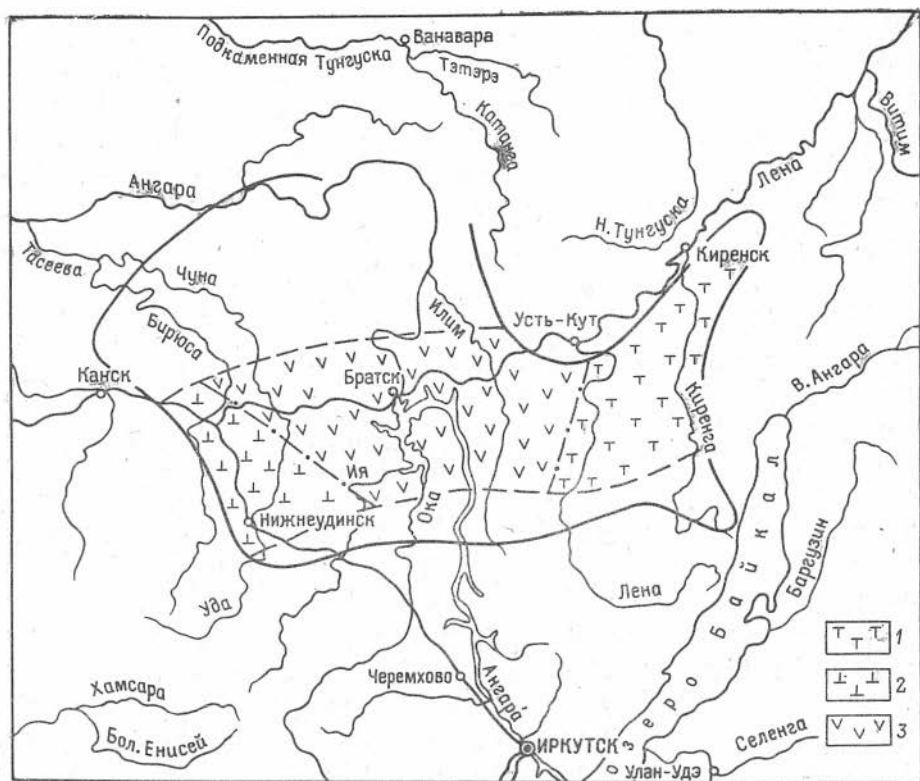


Рис. 11. Схема распределения глинистых минералов в отложениях чуньского яруса
 1 — гидрослюдистая зона; 2 — каолинитово-хлоритово-монтмориллонитово-гидрослюдистая ассоциация; смешанно-слоистые минералы; 3 — каолинитово-хлоритово-гидрослюдистая ассоциация. Остальные знаки здесь и на рис. 14 — см. условные обозначения к рис. 9.

Таблица 36

Химический состав глинистых минералов ийской
 и бадарановской свит нижнего ордовика
 (фракция менее 0,001 мм)

№ пробы	Компоненты, %								
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	п. п. п.
р. Бирюса									
2456	44,27	25,67	9,43	1,26	0,91	6,17	5,40	Не обн.	6,46
2458	49,54	25,51	4,13	0,66	0,30	6,31	6,55	Не обн.	7,68
2448	44,22	24,02	9,91	1,62	1,26	6,39	5,61	0,24	6,86
2449	45,66	25,29	9,87	0,81	0,19	5,85	5,64	0,15	6,64
2451	47,57	25,13	9,52	0,82	0,23	5,00	6,39	0,28	6,10
2436	45,83	26,10	1,95	Не обн.	0,52	11,83	4,18	0,50	9,43
р. Чуна									
1188	43,25	24,05	13,84	Не опр.	0,52	6,00	5,97	0,13	6,77
1204	42,81	24,56	12,70	»	0,55	6,67	5,57	0,13	6,33
р. Илим									
668	45,92	24,74	11,0	Не опр.	0,69	4,38	7,94	0,15	6,10

р. Ангара содержание SiO_2 составило 46% и Al_2O_3 — 32,38%, что отвечает каолинитовому составу цемента.

Для глинистых минералов разреза р. Илима, более удаленного от области питания, характерно по сравнению с разрезом р. Ангара исчезновение хлорита и в связи с этим уменьшение содержания MgO и увеличение K_2O (табл. 38) и отсутствие (по крайней мере по изученным образцам) каолинита.

Верхняя часть мангазейского яруса и долборский ярус. Изучались глинистые минералы из отложений братской свиты западной и централь-

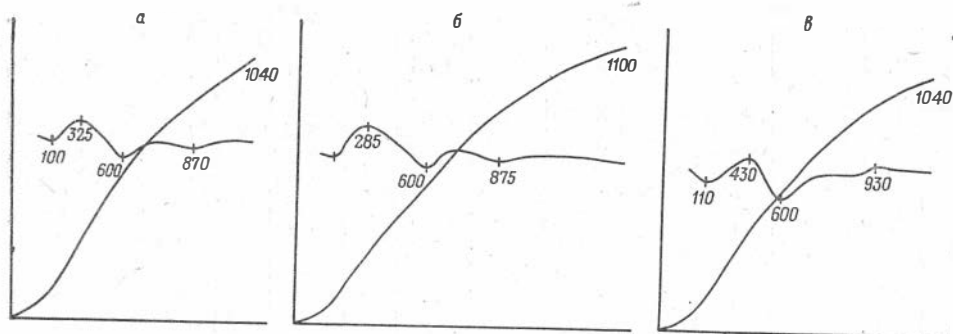


Рис. 12. Кривые нагревания глинистых минералов кривуцкокого яруса (фракция менее 0,001 мм).

Образцы: 671 (а); 674 (б); 685 (в).

ной частей амфитеатра. По результатам термического анализа состав основной массы глинистых минералов гидрослюдистый (рис. 13).

По данным рентгеноструктурного анализа (табл. 39), глинистые минералы рек Илима и Чуны в наиболее северном из изученных районов (с. Неванка) представлены исключительно гидрослюдой.

На Ангаре, в районе с. Мироново, на р. Чуне и на р. Бирюсе в составе глинистых минералов, кроме гидрослюды, наблюдается хлорит, возможно, каолинит, монтмориллонит, а также гидрослюдисто-монтмориллонитовые минералы смешанно-слоистой структуры (обр. 848, 2511).

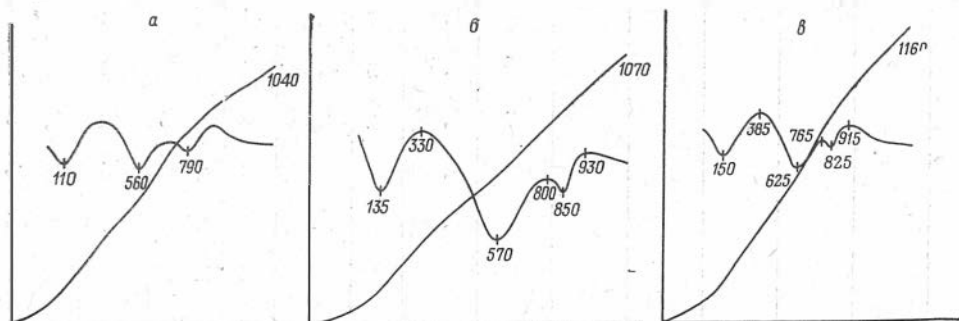


Рис. 13. Кривые нагревания глинистых минералов братской свиты (фракция менее 0,001 мм).

Образцы: 857 (а); 1334 (б); 1336 (в).

*Результаты рентгеноструктурного анализа глинистых минералов
из отложений мамырской свиты*

р. И л и м						р. А н г а р а							
обр. 671		обр. 674		обр. 685		обр. 3086		обр. 3089		обр. 3081		обр. 3082	
<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$
2	16,14	4	10,25	8	10,25	2	13,91	3	14,63	8	9,96	8	9,88
3	10,12	1	4,96	2	5,01	4	9,65	3	10,07	3	4,99	2	4,92
1	5,00	5	4,49	9	4,50	5	7,04	2	7,22	10	4,45	10	4,42
5	4,52	3	3,35	8	3,22	3	4,84	4	4,97	4	3,63	3	3,60
1	3,73	5	2,59	10	2,59	10	4,45	10	4,47	6	3,30	5	3,29
5	3,37	1	2,42	4	2,419	2	4,21	2	3,69	2	3,03	3	3,02
4	2,60	2	2,28	2	2,183	2	3,49	2	3,51	1	2,66	1	2,63
1	2,409	3	1,51	2	1,997	8	3,32	5	3,33	10	2,55	10	2,54
1	1,672	2	1,31	1	1,655	1	2,82	3	2,83	2	2,443	5	2,424
2	1,524	2	1,26	8	1,507	10	2,56	10	2,56	2	2,372	3	2,350
				4	1,301	3	2,422	3	2,384	2	2,233	3	2,220
						3	2,36	2	2,236	2	2,182	2	2,169
						3	2,237	3	1,690	2	2,119	2	2,105
						3	1,974	3	1,658	3	1,977	3	1,954
						3	1,805	3	1,534	2	1,682	3	1,677
						3	1,646	7	1,497	1	1,648	2	1,641
						5	1,534	5	1,292	1	1,620	2	1,611
						7	1,494	2	1,244	8	1,535	10	1,483
						2	1,366			1	1,363	5	1,295
						3	1,290			3	1,331	1	1,255
										5	1,288	3	1,233
										4	1,241		

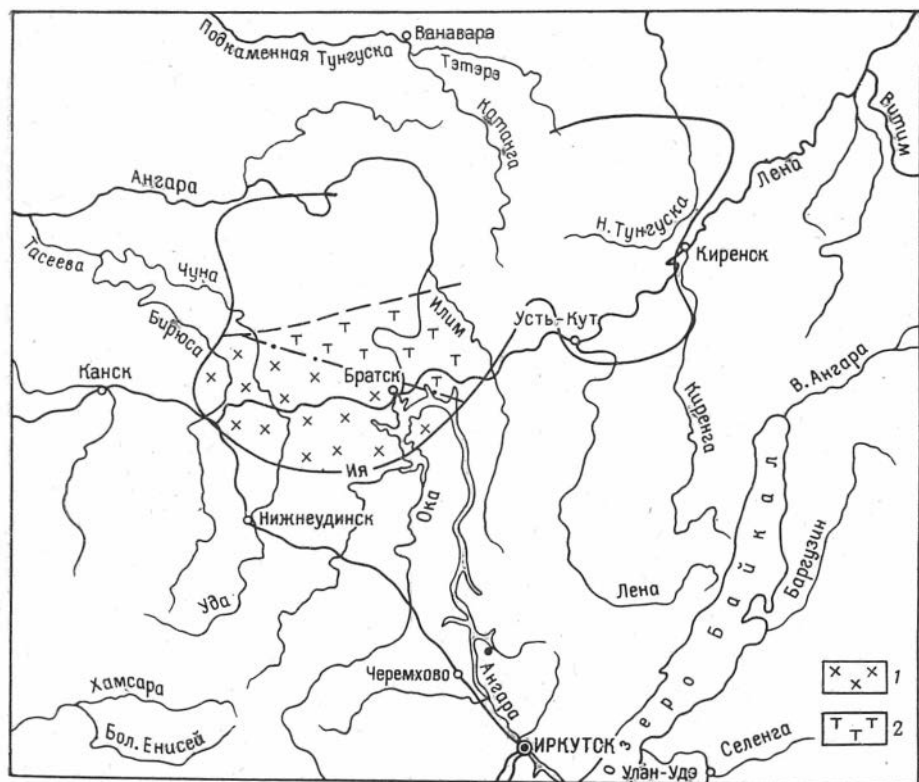


Рис. 14. Схема распределения глинистых минералов в отложениях верхней части мангазейского яруса (баксанского горизонта) и верхнего ордовика.

1 — хлоритово-монтмориллонитово-гидрослюдистая ассоциация; 2 — гидрослюдистая ассоциация.

Таблица 38

Химический состав глинистых минералов мамырской свиты
(фракция менее 0,001 мм)

№ пробы	Компоненты, %									
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	п. п. п.	сумма

р. Илим

671	53,33	27,01	2,63	не опр.	0,42	2,25	7,99	0,26	6,10	99,99
674	53,17	26,63	3,25	»	0,12	2,58	7,53	0,18	6,97	100,43
685	46,38	27,44	6,75	»	1,21	2,65	7,71	0,21	7,86	100,21

р. Ангара

3086	50,68	24,21	0,24	6,27	0,89	4,84	4,60	0,10	7,12	98,95
3089	50,05	25,06	3,67	2,30	1,20	4,61	не опр.	не опр.	7,53	94,62

р. Илим				р. Ангара				р. Ч у н а			
обр. 692		обр. 726		обр. 3211		обр. 3212		с. Мироново			
								обр. 848		обр. 857	
<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$
10	9,95	10	9,97	2	14,72	8	14,72	5	24,20	3	13,85
4	4,94	2	4,94	6	10,24	4	9,97	8	11,78	3	10,50
7	4,48	10	4,55	2	7,25	2	6,96	1	8,86	1	8,40
1	4,25	2	4,28	4	5,05	3	4,91	2	7,15	2	7,16
2	3,69	2	3,71	10	4,61	8	4,46	3	4,94	1	4,80
8	3,33	2	3,51	2	3,76	1	4,20	10	4,44	10	4,48
2	2,99	10	3,35	2	3,57	2	3,67	2	3,54	2	3,68
4	2,70	5	2,70	4	3,39	10	3,33	3	3,33	2	3,50
5	2,57	10	2,53	1	3,05	2	2,97	3	2,69	4	3,42
2	2,395	2	2,53	3	2,89	2	2,87	8	2,57	3	2,68
1	2,235	2	2,409	2	2,74	1	2,69	4	2,39	6	2,63
1	2,133	2	2,265	10	2,625	5	2,57	2	2,24	6	2,50
4	1,987	2	2,214	1	1,558	2	2,500		1,70	1	2,38
1	1,838	3	1,137	3	2,482	1	2,440	3	1,50	2	2,22
3	1,698	сл	1,992	3	2,419	4	2,376	1		1	1,94
4	1,511	2	1,844	2	2,294	2	1,692			1	1,84
2	1,388	7	1,697	1	2,233	2	1,653			1	1,69
1	1,205	8	1,507	2	1,796	1	1,532			3	1,50
		3	1,489	2	1,536	6	1,498			3	1,48
		3	1,460	4	1,508	2	1,449				

глинистых минералов из отложений братской свиты

р. Ч у н а				р. Б и р ю с а							
с. Невенка				обр. 2498		обр. 2500		обр. 2502		обр. 2511	
обр. 2334		обр. 1336									
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
8	10,04	6	10,16	4	10,34	3	14,73	5	15,81	3	16,02
10	4,56	10	4,64	10	4,51	3	10,29	4	10,18	4	10,76
8	3,37	8	3,43	3	4,06	3	4,84	2	7,64	4	4,99
3	2,61	10	3,30	3	3,66	10	4,48	2	5,85	10	4,52
2	2,43	3	3,64	8	3,34	2	3,62	2	4,87	3	3,70
6	1,512	3	2,46	2	3,06	3	3,28	8	4,44	5	3,87
		6	1,53	2	2,85	3	2,66	8	3,63	1	3,11
				8	2,58	10	2,54	10	3,28	2	2,87
				1	2,402	2	2,367	1	2,98	1	1,71
				2	1,996	1	2,218	2	2,79	10	2,59
				5	1,514	2	1,972	2	2,65	1	2,484
						2	1,818	6	2,547	4	2,399
						3	1,677	4	2,487	3	2,267
						6	1,486	1	2,394	2	2,157
						2	1,437	3	2,347	2	2,000
								3	2,189	1	1,860
								1	2,118	3	1,701
								2	1,965	2	1,670
								2	1,818	1	1,541
								5	1,676	8	1,508
								2	1,646	4	1,306
								1	1,582	3	1,253
								1	1,521		
								4	1,489		
								3	1,471		
								4	1,436		
								3	1,287		

Результаты химического анализа глин (табл. 40) показывают, как и ранее, что в наиболее удаленной от береговой линии части амфитеатра в глинах наблюдается наиболее высокое содержание K_2O и низкое MgO (обр. 692, 726). В бассейне р. Бирюсы содержание магния резко повышается, достигая 8,17% в образце 2500.

Из изложенного видно, что глинистые минералы братской свиты центральной части амфитеатра характеризуются исключительно гидрослюдистым составом. В краевой части амфитеатра в глинах появляются монтмориллонит, хлорит и смешанно-слоистые минералы (рис. 14).

Нижний силур. Глинистые минералы отложений нижнего силура изучались по образцам из пород нижней части кежемской свиты Чуно-Бирюсинского района. В разрезе р. Бирюсы состав глинистых минералов (табл. 41) хлоритово-каолинитово-гидрослюдистый (обр. 19,22). В образце 2504 имеет место, по-видимому, переслаивание хлорита и монтмориллонита. Таков же состав глинистых минералов в отложениях кежемской свиты на р. Чуне; смешанно-слоистые хлорит-монтмориллонитовые минералы здесь встречаются часто (обр. 42, 46, 50).

Химический анализ (табл. 42) показывает низкое содержание Al_2O_3 во всех пробах, в связи с чем отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ довольно высокое и составляет 2,8—4,0.

Как и ранее, для наиболее близкого к области сноса района (р. Бирюса) характерно повышенное содержание MgO и пониженное — K_2O .

Приведенный выше фактический материал показывает определенную горизонтальную и вертикальную зональность в распределении глинистых минералов в отложениях ордовика и силура Иркутского амфитеатра.

* * *

Различия в составе глинистых минералов в вертикальном разрезе и по площади связаны с различиями в степени выветривания пород в областях питания в те или иные отрезки времени, наличием нескольких основных источников сноса, различиями в гидрохимическом режиме морского бассейна, неодинаковой степенью коагуляции различных глинистых минералов и в связи с этим различной интенсивностью их разнosa в водной среде, а также изменениями, происходящими с глинистыми минералами в процессе седиментогенеза-диагенеза.

Намечаются следующие основные закономерности в распределении глинистых минералов в отложениях ордовика и силура Иркутского амфитеатра.

1. Повышение роли каолинита в сероцветных морских отложениях усть-кутского, криволуцкого ярусов и нижней части мангазейского яруса и отсутствие в этих отложениях смешанно-слоистых минералов.

2. Уменьшение роли монтмориллонита и хлорита и отчасти каолинита по направлению от краевых частей внутреннего поля амфитеатра к центральным и связанное с этим уменьшение MgO и увеличение K_2O в указанном направлении.

3. Приуроченность минералов смешанно-слоистых текстур преимущественно к краевой Присаянской части амфитеатра.

4. Относительно простой, преимущественно гидрослюдистый состав глинистых минералов в отложениях нижнего ордовика Прибайкалья.

Каолинит, встречаемый в повышенном количестве в отложениях усть-кутской и мамырской свит, отвечает более высокой степени выветривания пород в области питания. Неравномерное распределение каолинита в породах усть-кутского яруса, выражающееся в уменьшенном содержании

Химический состав глинистых минералов братской свиты верхнего ордовика
(фракция менее 0,001 мм)

№ пробы	Компоненты, %									
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	п. п. п.	сумма
р. И л и м										
692	50,35	23,26	10,76	не опр.	0,09	2,32	7,50	0,23	5,07	99,58
726	49,10	24,32	11,20	»	0,03	2,94	7,84	0,20	5,27	100,90
р. Б и р ю с а										
2498	49,97	22,94	6,19	не опр.	0,54	5,19	6,07	0,28	8,67	99,85
2500	42,50	25,37	10,12	0,66	0,69	8,17	5,76	0,18	7,41	100,86
2502	45,34	22,40	13,29	0,77	0,33	5,65	6,63	0,10	6,45	100,96
2511	47,92	27,22	4,14	0,33	0,82	6,33	6,32	0,22	7,38	100,68

его в породах Прибайкалья, непосредственно зависит от тектонической обстановки соответствующих районов.

Большая мощность терригенных отложений в составе усть-кутского яруса Прибайкалья указывает на интенсивный привнос обломочного материала. По-видимому, вследствие быстрой денудации коры выветривания в области сноса лишь изредка достигали каолининовой стадии зрелости. Иное положение было в Прибайкалье; денудация в области сноса здесь протекала более медленно, и коры выветривания были более зрелыми.

Уменьшение количества разбухающих минералов в породах в направлении от прибрежных районов к более удаленным от области сноса связывается нами с переходом этих минералов в гидрослюда. Как указывает Ч. Е. Уивер (1962), набухающие минералы монтмориллонитового типа могут образовываться за счет изменения слюистых силикатных минералов, таких как слюды и хлориты, и за счет вулканического пепла. Набухающие минералы первого типа, поглощая из морской воды K, а также Mg, теряют способность к набуханию и восстанавливают, таким образом, свою первоначальную структуру. Как нам представляется, наблюдаемые в отложениях ордовика смешанно-слоистые иллит-монтмориллонитовые минералы представляют реликтовые промежуточные продукты этого процесса. Объяснение сосредоточению смешанно-слоистых минералов преимущественно в краевой части бассейна кроется в пониженной солености бассейна западной окраины амфитеатра в течение всего ордовикского и силурийского времени. Фиксация калия в связи с относительно более слабой соленостью вод в этой области была замедлена, в ряде случаев процесс до конца не доходил и прекращался на стадии смешанно-слоистых структур.

Примеры перехода монтмориллонита (правильнее, по-видимому, говорить о разбухающем минерале типа монтмориллонита) в гидрослюда в литературе описаны неоднократно.

Таблица 41

Результаты рентгеноструктурного анализа глинистых минералов
из отложений кеземской свиты нижнего силура*

Р. Ч у н а						р. Б и р ю с а							
обр. 42		обр. 43		обр. 46		обр. 50		обр. 2504		обр. 19		обр. 22	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
10	14,47	10	13,91	6	14,47	9	14,27	8	14,55	3	14,31	8	14,47
2	9,88	4	9,28	3	10,03	5	12,43	3	10,24	10	10,09	6	9,96
3	7,25	4	6,97	2	7,16	4	10,11	2	7,64	3	7,17	7	7,14
1	5,85	$T = 550^\circ$		1	4,97	5	7,15	5	4,53	1	5,86	1	6,61
2	4,98	10	13,90	2	4,23	1	6,37	2	4,06	6	4,96	3	4,97
2	4,84	1	12,02	2	3,77	4	5,03	3	3,79	1	4,49	4	4,76
1	4,363	1	10,16	10	3,321	4	4,81	2	3,49	2	4,27	2	4,25
1	3,784	1	7,86	2	2,996	2	4,52	10	3,29	1	3,99	1	3,94
3	3,603			1	2,901	4	4,24	3	2,98	3	3,63	2	3,79
3	3,317			3	2,701	4	3,57	5	2,68	9	3,32	5	3,54
2	3,243			2	2,576	10	3,34	6	2,678	4	3,06	10	3,34
1	2,999			2	2,576	5	2,70	7	2,512	2	2,91	3	3,23
2	2,913			1	2,391	2	2,58	2	2,435	2	2,68	2	2,999
1	2,576			1	2,323	2	2,52	2	2,370	2	2,59	1	2,898
1	2,390			1	2,164	1	2,46	2	1,993	1	2,46	2	2,578
1	2,262			1	2,120	2	2,394	1	1,834	1	2,388	1	2,453
1	2,112			1	2,08	2	1,990	3	1,688	1	2,240	1	2,394
1	2,002			1	1,969	1	1,888	1	1,645	1	2,134	1	2,270
1	1,802			1	1,931	2	1,839	4	1,533	5	1,984	1	2,237
1	1,537			1	1,843	2	1,815	2	1,492	1	1,815	1	2,159
1	1,498			1	1,80	4	1,695	3	1,445	1	1,706	1	2,196
напитано эти- ленгликолем				1	1,692	2	1,659			2	1,652	2	1,997
				1	1,584	2	1,642			1	1,589	1	1,926
				1	1,502	2	1,540			1	1,570	1	1,882
						2	1,501			2	1,539	1	1,814
$T = 550^\circ$						2	1,497			2	1,506	1	1,797
	15,33				16,04	напитано эти- ленгликолем				1	1,470	1	1,664
	10,95				10,39							1	1,569
	7,72					$T = 550^\circ$				напитано эти- ленгликолем		1	1,537
					13,93		16,14					1	1,499
					12,48		9,99				15,91		
					9,99		9,13				10,92		
					7,61		7,38				7,88		
							7,12				7,18		
						$T = 550^\circ$				$T = 550^\circ$			
							13,83				14,08		
							12,03				10,24		
							10,47						

* Образцы, не напитанные этиленгликолем, кроме оговоренных случаев.

Химический состав глинистых минералов кежемской свиты силура

№ пробы	Компоненты, %									
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	п. п. п.	сумма

р. Ч у н а

1020	58,41	14,75	16,39	не опр.	0,32	1,88	не опр.	не опр.	5,49	97,24
1276	55,88	20,00	5,50	»	0,98	4,25	6,25	0,20	6,30	99,44

р. Б и р ю с а

2504	45,64	17,88	10,87	1,35	0,27	12,28	5,38	0,20	6,84	100,61
------	-------	-------	-------	------	------	-------	------	------	------	--------

То, что фиксация глинами калия в центральных частях бассейна была более интенсивной, чем в краевой, подтверждается повышением содержания калия в глинах в направлении моря; однако содержание калия в глинах связано не только с распределением монтмориллонита, но и хлорита.

Хлорит присутствует во всех горизонтах в присаянской части амфитеатра; в прибайкальской части амфитеатра хлорит в изученных здесь глинистых минералах нижнего ордовика не выявлен. С распределением хлорита связано неравномерное содержание MgO в глинах, наибольшее количество которого приурочено к областям повышенного содержания хлорита.

СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ОРДОВИКСКИХ И СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

В последние годы вопросом структурно-фациального районирования ордовикских и силурийских отложений Иркутского амфитеатра интересовались многие исследователи. В. П. Масловым (1956) высказана мысль о наличии в средней части амфитеатра зоны уменьшенных мощностей ордовикских отложений и прогиба в присаянской области. Несколько позднее зона уменьшенных мощностей отложений ордовика в средней части амфитеатра была выделена В. Н. Доминиковским и В. Л. Либровичем (1959_{1,2}) как Ангари-Илимское конседиментационное поднятие, что нашло свое отражение в составленных ими литолого-фациальных схемах.

Работы, проведенные в 1957—1959 гг. Иркутским геологическим управлением и трестом «Востсибнефтегеология» в западной части амфитеатра, подтвердили наличие здесь ордовикских отложений в увеличенных мощностях. Г. Г. Лебедем, М. М. Одинцовым и А. П. Труфановой (1960) по отложениям ордовика и силура амфитеатра выделены следующие четыре структурно-фациальные зоны: Присаянская, Ангари-Окинская, Ангари-Ленская и Мурско-Чунская. В несколько более поздней работе Г. Г. Лебеда (1960) выделяются структурно-фациальные зоны: Присаянская, Верхнеленская, Ангари-Окская и Нижнеангарская.

В 1959—1961 гг. был установлен весьма специфический по мощностям и фациям отложений разрез нижнего ордовика в восточной части амфитеатра. Полученные новые данные позволяют выделить эту область развития ордовикских пород в самостоятельную Прибайкальскую структурно-фациальную зону.

В настоящее время в пределах амфитеатра, по нашему мнению, достаточно четко выделяются по отложениям ордовика три структурно-фациальные зоны: Присаянская, Ангари-Ленская и Прибайкальская. Присаянская зона, отвечающая территории к западу от р. Ангари, и Прибайкальская, охватывающая районы к востоку от р. Лены, приурочены к прогибам, развивавшимся в ордовике вдоль Саянского и Байкальского сооружений. Ангари-Ленская зона была относительно стабильной.

Поскольку фациальные изменения разновозрастных толщ при переходе от одной структурно-фациальной зоны к другой постепенны и для различных стратиграфических подразделений зоны не вполне совпадают границы зон, естественно, могут быть показаны только условно (рис. 15)

В течение ордовикско-силурийского времени осадконакопление в Иркутском амфитеатре контролировалось, с одной стороны, трансгрессиями и регрессиями, проявившимися на обширной территории Сибирской платформы и смежных регионов, и с другой — условиями, характерным лишь для амфитеатра.

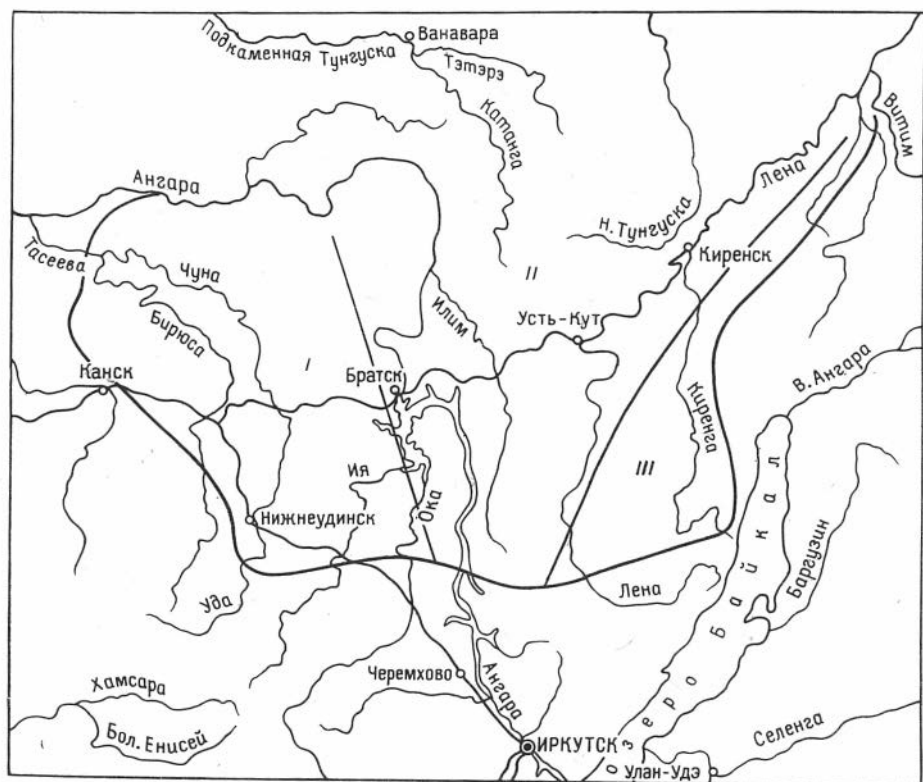


Рис. 15. Структурно-фациальные зоны Иркутского амфитеатра в ордовике и нижнем силуре: I — Присаянская; II — Ангаро-Ленская; III — Прибайкальская.

Общая фациальная схема ордовикских отложений Иркутского амфитеатра предыдущими исследователями разработана достаточно четко. В качестве областей сноса единодушно принималась территория современной Байкало-Саянской горной страны (Маслов, 1954; Одинцов, 1954; Никифорова, 1955, и др.). Г. Ф. Крашенинниковым (1935) была высказана мысль о фациальной природе отложений усть-кутской и мамырской свит как мелководно-морских образований и братской свиты как лагунных. Наиболее четко связь отложений усть-кутского и кривоуцкого ярусов с трансгрессиями, а чуньского и долборского — с регрессиями была показана О. Н. Никифоровой (1955) на составленных ею палеогеографических картах ордовика и силура Сибирской платформы.

В. Н. Доминиковский и В. Л. Либрович (1959₁) выяснили, что наряду с увеличением в составе усть-кутской свиты в направлении от краевых частей амфитеатра к центральной карбонатных пород, состав карбонатов в этом направлении меняется от известкового на доломитовый. Ценность составленных этими авторами фациальных схем для фосфатоносных отложений среднего ордовика (Доминиковский, Либрович, 1959₂), несколько снижается из-за не всегда верной стратиграфической основы, но общие закономерности фациальных изменений различных горизонтов ордовикской толщи устанавливаются ими правильно, и в настоящей работе мы во многом придерживаемся фациальных схем этих авторов.

В распределении мощностей отложений усть-кутской свиты наблюдаются совершенно определенные закономерности. Как уже говорилось, максимальные мощности (до 500 м и более) свита имеет в Прибайкалье. В направлении на северо-запад к центральной части амфитеатра мощность ее быстро уменьшается. На р. Лене у г. Усть-Кута она не превышает 150—170 м, а еще далее на северо-запад, в бассейне р. Непы, отложения свиты, по имеющимся данным, из разреза выпадают. При движении от центральных районов амфитеатра на запад мощность ее вновь растет. Однако наибольшие мощности отложений усть-кутской свиты в Присаянье намного меньше, чем в Прибайкалье,— не превышают 150 м, увеличиваясь до 250—280 м в нижнем течении р. Бирюсы.

Характерно, что существенные изменения мощностей усть-кутской свиты в пределах амфитеатра в основном не связаны с размывом ее верхних горизонтов и определяются мощностями накопившихся осадков.

Размыв отложений свиты наблюдается лишь в северной части амфитеатра; возраст этого размыва — после- или верхнечуновский.

Интересен анализ изменения мощностей свиты в пределах прогибов и конседиментационного поднятия. В самих прогибах вдоль их простира-ния мощности свиты возрастают с юга на север. В области конседиментационного поднятия, наоборот, в направлении с юга на север мощность свиты не возрастает, а уменьшается. Такое «обратное» изменение мощностей в прогибах, с одной стороны, и в области конседиментационного поднятия, с другой — естественно, поскольку зона южного сочленения Присаянского и Прибайкальского прогибов совпадает в то же время с осью конседиментационного поднятия. Отложения усть-кутской свиты в южной части амфитеатра отсутствуют. Общий план распределения мощностей свиты показывает, что свита имела здесь мощность минимальную по отношению к областям прогибов и максимальную — по отношению к конседиментационному поднятию.

Развитие Присаянского и Прибайкальского прогибов не было вполне симметричным — отрицательные движения в Прибайкалье были более интенсивными. Характерно, что увеличение мощностей свиты в сторону прогибов не происходит равномерно. При приближении к осевым частям мощности увеличиваются резко, и максимальные их значения приурочиваются к узким зонам, что особенно характерно для Прибайкалья.

Равным образом не одинаков рост мощностей в сторону прогибов для различных горизонтов свиты. Наибольшие мощности осадков в прогибах накапливались в заключительные этапы развития отдельных макроритмов. В смежных со стороны платформы областях мощности заключительных элементов макроритмов были минимальными не только по отношению к прогибам, но и к мощностям нижних элементов макроритмов этих районов, т. е. время наиболее интенсивного опускания в областях прогибов сопровождалось повышенной устойчивостью в области конседиментационного поднятия и, возможно, даже воздыманием с размывом здесь нижележащих отложений. Следы такого размыва иногда фиксируются в основании верхней подсвиты усть-кутской свиты (при разделении ее на две подсвиты), отвечающей второму макроритму нашей схемы.

Колебания в изменении мощностей нижних элементов макроритмов (в сравнении с верхними) при переходе от области поднятия к прогибам значительно менее резки.

Для отложений усть-кутского яруса (усть-кутской свиты) наблюдается смена терригенных пород карбонатными в направлении от краевых частей амфитеатра к центральным.

Песчаники преобладают в разрезе усть-кутской свиты в некоторых районах Присаянья; в Прибайкалье в изученных разрезах они не являются доминирующими. Песчаники Прибайкалья представлены лишь мелкозернистыми разновидностями, часто хорошо отсортированными, тогда как в Присаянье значительное место занимают разнотернистые песчаники, содержащие нередко гравийные зерна (см. рис. 4). По-видимому, в Присаянье береговая линия была близка к области современного распространения отложений усть-кутской свиты, и мы находим среди них, возможно, фации пляжа. В Прибайкалье же отложения, более или менее близкие к области сноса, отсутствуют.

Вероятная береговая линия в Прибайкалье, таким образом, находилась на значительно большем расстоянии от современной границы распространения отложений усть-кутской свиты, чем в Присаянье.

Песчаники в направлении к центральным частям амфитеатра могут замещаться глинистыми породами или же непосредственно карбонатами. Так, в Прибайкалье лилово-красные песчаники средней части свиты (р. Окунайка) замещаются на оолитовые известняки (р. Орленга), минуя какие-либо промежуточные члены. Песчаники непосредственно замещаются карбонатами, по-видимому, в центральной и северной частях бассейна, хотя для окончательных выводов здесь материала недостаточно. С другой стороны, в Присаянье все карбонатные пачки при фациальных замещениях проходят зону глинистых пород.

Интересно поведение на площади амфитеатра глинистых и алевроитовых пород. Наиболее развиты эти отложения в зонах, несколько отдаленных от областей сноса и протягивающихся параллельно направлению вероятной береговой линии, тяготея к зонам максимального осадконакопления, что связано, возможно, с максимальной глубиной бассейна.

В направлении и к областям сноса, и в сторону центральных районов амфитеатра роль алевролитов и аргиллитов в разрезе уменьшается. Особенно характерно это положение для Прибайкалья, где мощные ритмичные пачки глинисто-алевролитовых пород, приуроченные к узкой полосе вдоль горного сооружения и обладающие значительной мощностью, выклиниваются в сторону моря. В отдельные отрезки времени, отвечающие верхним элементам макроритмов, осадконакопление в пределах предгорных прогибов имело иногда ясно выраженный флишоподобный характер.

В Присаянье глинистые породы первого и третьего макроритмов замещаются в сторону моря карбонатами, а в направлении к береговой линии — песчаниками. Глинисто-алевролитовые породы, отвечающие в Присаянье второму макроритму, фациально устойчивы и даже в разрезе р. Бирюсы содержат значительное количество глинистого материала.

Рассмотрим соотношение известковых и доломитовых пород среди отложений усть-кутского бассейна на различных стадиях его развития.

В восточной части амфитеатра карбонатные породы в составе усть-кутской свиты представлены исключительно известняками (бассейны рек Окунайки и Орленги в верхнем и среднем течении). Первые доломиты в этой части амфитеатра появляются в нижних горизонтах усть-кутской свиты в верхнем течении р. Таюры; в средней и верхней частях свиты карбонаты здесь представлены еще известняками. И лишь к северу и северо-западу известняки замещаются доломитами и в верхней части свиты.

В бассейне р. Лены в районе г. Усть-Кута известняки в составе уже не встречаются.

В направлении от центральных частей амфитеатра к западным, в сторону Восточного Саяна, происходит обратный процесс — последовательное замещение доломитов известняками, а еще далее — аргиллитами и песчаниками.

При этом, как и ранее, доломиты нижней части свиты наиболее устойчивы на площади. Более того, если в Прибайкалье доломиты нижней части свиты к краевой части амфитеатра полностью замещаются известняками, хотя процесс этот в низах свиты значительно запаздывает от верхних горизонтов свиты, в Присаянье, даже в наиболее западных районах (р. Бирюса), карбонаты нижней части свиты представлены не известняками, а доломитами, преимущественно строматолитовыми, и лишь в верхних горизонтах свиты в Присаянье доломиты отсутствуют, и карбонаты здесь представлены водорослевыми и оолитовыми известняками. Однако в цементе песчаников и алевролитов и в верхних горизонтах свиты в Присаянье доломит нередко преобладает над кальцитом.

Принимая положение, что доломиты отвечают режиму более высокой солености вод бассейна, чем известняки, из изложенного вытекает вывод о том, что в период отложения осадков нижних горизонтов свиты в центральной и западной частях амфитеатра море имело повышенную соленость.

В восточной же части амфитеатра соленость бассейна была относительно ниже, на что указывает накопление здесь в это время известняков. Связано это, очевидно, с более интенсивным распреснением бассейна восточной части амфитеатра, нежели в других местах, за счет более обильного притока пресных вод реками.

На более поздних этапах развития усть-кутского бассейна концентрация солености в нем понижалась; при этом область относительного распреснения последовательно расширялась. Однако режим устойчивой пониженной солености бассейна был характерен лишь для Прибайкальской структурно-фациальной зоны и, по-видимому, для юго-западной части Присаянской зоны. В северных районах Присаянской зоны во время накопления осадков средних и верхних горизонтов свиты концентрация бассейна изменялась от относительно пониженной до относительно повышенной, и лишь в центральных районах амфитеатра продолжал непрерывно сохраняться режим повышенной солености.

Интересно отметить, что если при отложении осадков верхних горизонтов свиты максимальная соленость бассейна отвечала современному Илимско-Ленскому району, то в ниже-усть-кутское время область максимальной солености располагалась в районе современного среднего течения р. Ангары и Ангаро-Илимского междуречья, где в породах нижней части свиты наряду с явно эпигенетическими кристаллами гипса встречаются редкие и маломощные, возможно, сингенетические его прослои, отсутствующие в бассейнах рек Илим и Лены.

Различными исследователями отмечаются следы мелководья в отложениях усть-кутской свиты.

На основании вышесказанного выделяются четыре генетических типа бассейнов осадконакопления усть-кутской свиты, каждому из которых отвечает одна или несколько фациальных зон.

1. В основном мелководный, в осевых частях прогибов, возможно, более глубоководный, бассейн с нормальной * (относительно пониженной) соленостью, охватывающий восточную, южную и отчасти юго-западную области амфитеатра в течение всего усть-кутского века.

2. Мелководный бассейн, характеризующийся чередованием относительно повышенной и нормальной концентрацией солей в зависимости от степени распреснения за счет речного стока в области суши.

* Под нормальной соленостью бассейна условно понимается солевой режим, отвечающий выпадению в осадок известковых илов.

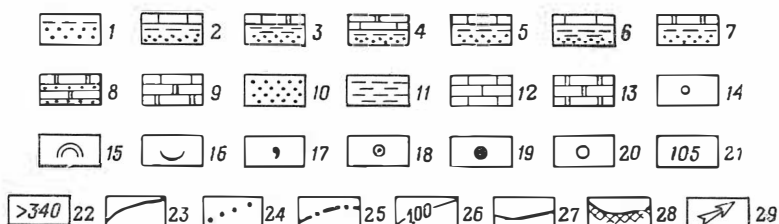
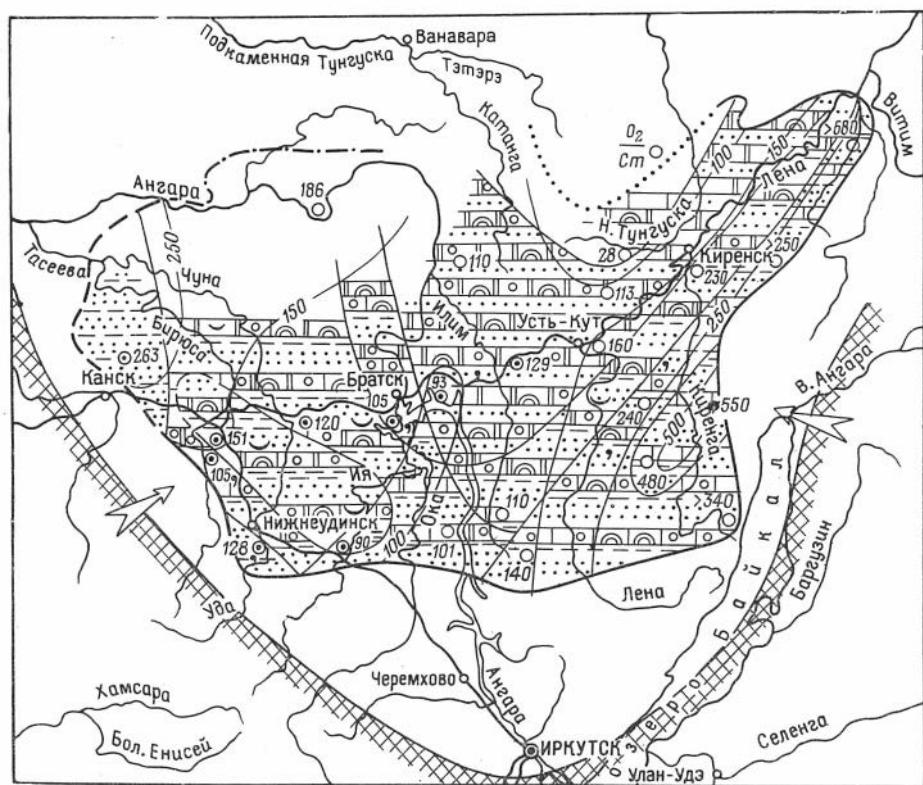


Рис. 16. Литолого-палеогеографическая карта усть-кутского века.

1, 5, 6 — фации эпиконтинентального моря с нормальной соленостью (относительно опресненного); 2, 3, 4 — чередование фаций эпиконтинентального моря с повышенной соленостью и относительно опресненного с нормальной соленостью; 7, 8 — фации эпиконтинентального моря с повышенной соленостью; 9 — чередование фаций внутреннего моря с повышенной соленостью и нормальной соленостью; 10 — песчаники; 11 — алевролиты и аргиллиты; 12 — известняки; 13 — доломиты; 14 — оолиты карбонатные; 15 — строматолиты; 16 — фауна; 17 — глауконит; 18 — разрез по скважине; 19 — разрез по обнажению; 20 — сводный разрез по площади; 21 — мощность отложений полная; 22 — мощность отложений неполная; 23 — контур современного распространения пород, действительный и вероятный; 24 — граница древнего (внутриордовикского) размыва; 25 — граница допермкарбонатового (послеинжесилурийского) размыва; 26 — изопакиты; 27 — границы фациальных зон; 28 — область размыва; 29 — основные направления сноса.

3. Мелководный бассейн с относительно повышенной соленостью, характерный в течение всего усть-кутского века для центральной и отчасти северной областей амфитеатра, а в начале усть-кутского века — также и для западной и отчасти восточной областей.

4. Бассейн северо-восточной части амфитеатра, в котором происходило чередование обстановок морского режима нормальной солености с режимом повышенной солености.

Каждому из выделенных типов бассейнов соответствует одна или несколько фациальных зон (рис. 16). Бассейну первого типа отвечает зона преимущественно песчаных пород в юго-западной части амфитеатра и две

зоны песчано-глинисто-карбонатных пород в восточной части амфитеатра. Различия между двумя последними зонами заключаются в количестве глинистых пород; на большей части площади бассейна первого типа содержание слоев аргиллитов и алевролитов колеблется в пределах 10—20%, а в центральной части прогиба превышает 20%. Карбонатный материал в породах, приуроченный к бассейну данного типа, исключительно известковый.

Так же две фациальные зоны (в целом для свиты) выделяются в западной части амфитеатра в отложениях, накапливавшихся в бассейне второго типа; как и в предыдущем случае, эти зоны определяются различиями в содержании глинистых пород. К этому же типу бассейна следует отнести фациальную зону, охватывающую нижнее течение р. Оки, район г. Братска. Для разреза свиты в этой зоне по сравнению с более западными районами характерно повышенное содержание карбонатов, представленных в нижних горизонтах доломитами и в верхних — известняками.

Для бассейна третьего типа, характеризующегося повышенной соленостью, обеспечивающей накопление доломитов, выделяется три фациальные зоны. В краевых (особенно южной) частях бассейна преобладают песчаники; в центральной части количество песчаников и доломитов примерно одинаково.

Бассейн четвертого типа, отвечающий почти исключительно площади карбонатных известково-доломитовых пород, на зоны не подразделяется. Береговая граница бассейна седиментации в усть-кутское время на западе, как уже было сказано, лишь незначительно отличалась от современного распространения свиты. На востоке же море должно было захватывать, как это видно на рис. 16, значительную часть Северо-Байкальского нагорья, на что уже было указано Г. Г. Лебедем (1960). Подобное положение береговой линии в нижнем ордовике амфитеатра показывалось и на более ранних палеогеографических картах (Лю Хун-юн, 1962).

Контур современного распространения отложений усть-кутской свиты почти везде связан со сравнительно молодыми размывами в краевых частях амфитеатра. Лишь в северных районах область распространения отложений в значительной мере контролируется древними размывами — внутриордовикским в северо-восточной части амфитеатра, где отложения среднего ордовика залегают на породах верхнего кембрия, и послесилурийским в Нижнем Приангарье, где на породах верхнего кембрия залегает комплекс отложений пермо-карбона, срезающих отложения ордовика и силура.

ЧУНСКИЙ ВЕК

В распределении мощностей отложений чуньского яруса в основных чертах выделяются те же закономерности, что и для отложений усть-кутского яруса; значительные мощности характерны для краевых частей амфитеатра, а в центральной относительно стабильной зоне мощность отложений резко уменьшается до их выпадения из разреза.

Максимальную известную нам мощность отложения чуньского яруса имеют в западной части амфитеатра в районе г. Тайшета и у с. Абан, где мощность ийской и бадарановской свит в сумме превышает 1000 м. В направлении от западной части амфитеатра к центральной мощность этих свит быстро падает; на р. Ангаре, в районе г. Братска, она лишь незначительно превышает 200 м, а на р. Лене, в районе г. Усть-Кута, отложения чуньского яруса отсутствуют.

Мощность фаунистически охарактеризованных отложений чуньского яруса в Прибайкалье, как уже говорилось, достигает 350 м. Учитывая, однако, что возраст верхней части суринской и нарьягнинской свит также, возможно, нижеордовикский, мы оцениваем максимальную (неполную) мощность отложений чуньского яруса в этом районе в 900 м.

Таким образом, в Прибайкалье и Присаянье, как и в усть-кутский век, в течение всей второй половины нижнего ордовика продолжали формироваться прогибы. При этом если в усть-кутский век прогиб в Присаянье значительно уступал по амплитуде Прибайкальскому прогибу, то в чуньское время обе эти зоны проявили себя достаточно активно, что привело к накоплению отложений чуньского яруса в Присаянье и Прибайкалье в сопоставимых мощностях.

В пределах Присаянского прогиба мощность отложений уменьшается к юго-востоку, а в Прибайкалье — к юго-западу; причины этого были изложены при рассмотрении характера изменения мощностей усть-кутской свиты. Область поднятия в северо-восточной части амфитеатра по сравнению с усть-кутским веком значительно расширилась.

Материалы по восточной части амфитеатра показывают, что уменьшение мощности в направлении с юго-востока на северо-запад связано с последовательным выпадением верхних горизонтов отложений. На р. Орленге мощность отложений чуньского яруса такая же, что и в более восточных районах, но здесь отсутствуют отложения верхней части суринской и нарьягинской свит, и непосредственно на верхних горизонтах залегают обломки и глыбы несомненно среднеордовикских пород. Еще далее на север, на р. Тауре, мощность чуньского яруса уменьшена на 30% по сравнению с разрезом р. Орленги, и при этом в разрезе отсутствуют наиболее верхние фаунистически охарактеризованные части толщи. Все это указывает на размыв верхних горизонтов чуньского яруса. Поскольку отложения нижней части криволуцкого яруса на площади амфитеатра одновозрастны и отвечают наиболее низким горизонтам яруса, размыв нижележащих пород также должен датироваться предыдущей эпохой, т. е. чуньским ярусом.

Можно предполагать, что в течение нижней половины чуньского века осадки отлагались на значительной, а возможно, и всей территории амфитеатра. Во второй половине чуньского века северная часть Илимоленского междуречья была поднята и подвергалась размыву, причем в восточной части амфитеатра осадконакопление продолжалось, и отлагающийся здесь материал поступал как со стороны обрамления, так и, возможно, из внутренних районов амфитеатра.

В западной части амфитеатра анализ мощностей нижних горизонтов чуньского яруса (а именно двух нижних пачек ийской свиты в тех разрезах, где они перекрыты отложениями следующей, третьей, пачки) показывает, что заметного изменения мощностей от западной части амфитеатра к центральной для этой части разреза не наблюдается. Как на р. Чуне, так и на р. Ангаре, у г. Братска, суммарная мощность первой и второй пачек ийской свиты составляет 150—160 м. Быстрое уменьшение мощности двух верхних пачек ийской свиты с 280—300 м на р. Чуне до полного исчезновения в районе г. Братска на р. Ангаре объясняется размывом этих отложений. Интенсивность размыва увеличивается, как видно, в направлении с юго-запада на северо-восток. Именно в период отложения в Присаянье верхних пачек ийской свиты началось поднятие и размыв осадков в северо-восточной части амфитеатра. Область размыва постепенно распространялась на отложения все более западных районов, однако на р. Бирюсе ийская свита сменяется вышележащей бадарановской уже согласно, и следов перерыва между ними мы здесь не видим.

В период отложения осадков бадарановской свиты поднятие в Ангара-Ленском районе имело типично конседиментационный характер. Уменьшение мощности бадарановской свиты с 500 м на р. Бирюсе до 60—70 м на р. Ангаре, в районе г. Братска, и выклинивание ее на р. Илеме, в районе Коршуновского железорудного месторождения, связано не только с докроволюцким размывом этих отложений, что имеет место, но и с последовательным уменьшением мощности каждой из слагающих бадарановскую свиту пачек. Границы между пачками в направлении уменьшения их мощностей становятся все менее четкими, однако общее строение толщ сохраняется. Площадь накопления осадков бадарановской свиты была меньше, чем площадь ийской свиты. Лишь в короткие периоды времени связь с морем улучшалась; эти моменты характеризуются бурным развитием фауны.

Распределение основных типов пород чуньского яруса было рассмотрено при их петрографическом описании. Сводится оно к последовательной смене в направлении от краевых частей амфитеатра к центральной относительно грубозернистых пород более мелкозернистыми. Конгломераты в отложениях чуньского яруса приурочены к сравнительно узким зонам в Прибайкалье и Присянье, заменяясь далее песчано-глинистыми породами в Присянье и песчаными — в Прибайкалье.

Неоднородность состава материала, поступавшего из области современного Восточного Саяна, с одной стороны, и Байкальского нагорья — с другой, обусловила некоторую причудливость границ фациальных зон (рис. 17). Интенсивный привнос песчаного материала из области питания в Прибайкалье оказывал влияние на границы фациальных зон не только в восточной, но и западной частях амфитеатра, где привел к значительному смещению к северу зон с повышенным содержанием глинисто-алевритового материала.

Фауна в отложениях чуньского яруса распространена весьма неравномерно. Вся нижняя часть отложений, отвечающая ийской свите, фаунистически почти не охарактеризована. Значительно шире встречается фауна в бадарановской свите. Отпечатки или остатки ископаемых найдены почти во всех районах развития этих отложений — в нижнем и среднем течении рек Бирюсы и Чуны, на реках Вихревой, Ангаре, Оке, в верхнем течении р. Илима и южной части Илимско-Ленского междуречья, в Лено-Киренгском междуречье и в бассейне правых притоков р. Киренги. Фауна отсутствует в отложениях бадарановской свиты лишь в Присянье в районе западнее г. Тайшета. Для фаунистически охарактеризованных слоев характерны трещины усыхания, грубозернистость состава. Раковины встречающихся здесь форм, таких, как брахиоподы *Angarella*, толстостенные, часто значительных размеров (до 5 см и более). По-видимому, содержащие фауну слои приурочены к зоне мелкого моря. Встречаются органические остатки как в красно-бурых, так и серых и зеленовато-серых породах. В стратотипическом разрезе свиты на р. Чуне (Занин, Огиенко, 1964) наибольшее количество фауны встречается в зеленовато-серых песчано-глинистых породах низов свиты; в меньшем количестве фауна имеется в таких же серых песчаниках средней части свиты. Однако как в нижней, так и верхней частях свиты фаунистические остатки встречаются и в красноватых.

Фаунистически охарактеризованные слои в составе чуньского яруса можно трактовать как мелководноморские отложения.

Более сложным является определение фациальной принадлежности отложений, лишенных фауны. К ним относится основная масса пород ийской свиты и ее аналогов, а также весь разрез чуньского яруса в бассейне р. Бирюсы юго-западнее г. Тайшета.

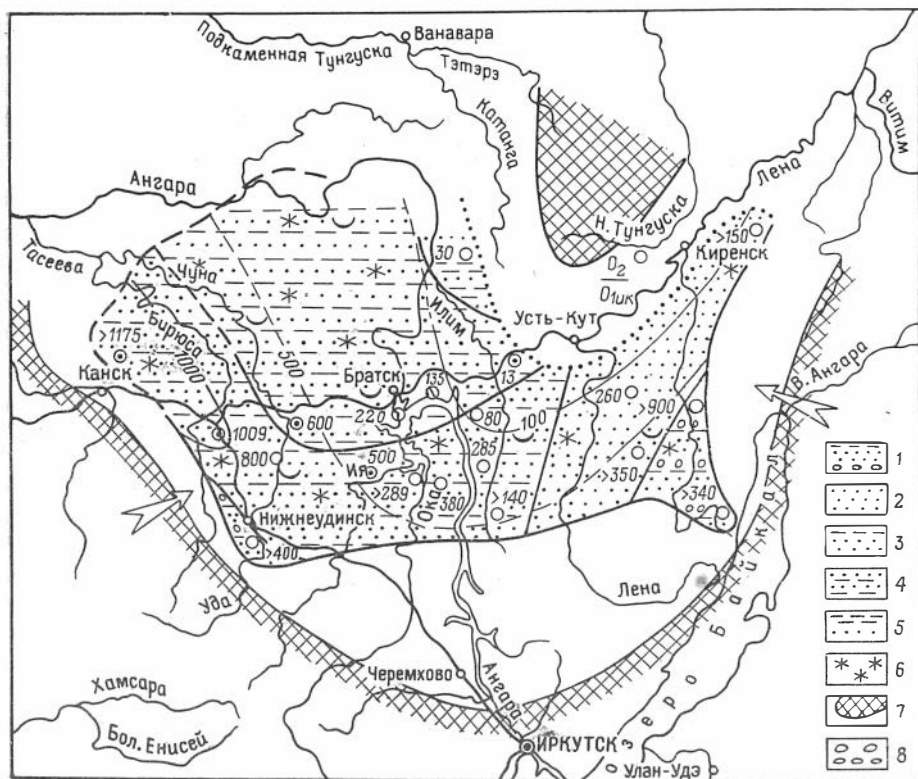


Рис. 17. Литолого-палеогеографическая карта чувьского века.

1 — фации бассейна с относительно пониженной соленостью; 2, 3, 4, 5 — фации бассейна с нормальной и в отдельные периоды — повышенной соленостью; 6 — конгломераты; 7 — красноватость; 8 — область размыта в течение части времени. Остальные знаки здесь и на рис. 18 и 20 см. условные обозначения к рис. 16.

В Прибайкалье изученные отложения чувьского яруса представлены почти исключительно косослоистыми песчаниками; лишь в разрезе р. Таюры проявляются прослойки песчаных известняков.

В Присаянской структурно-фациальной зоне отложения чувьского яруса представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, редкими прослоями известняков; на р. Ангаре в состав их входят в небольшом количестве доломиты; изредка наблюдается гипсовый цемент. Широкое развитие конгломератов, в первую очередь в бадарановской свите Присаянья, указывает, что мы наблюдаем здесь наиболее приближенные к области питания разрез.

В краевых частях внутреннего поля амфитеатра широко распространена косая слоистость в виде срезающих друг друга серий, иногда мульдобразных, мощностью в несколько десятков сантиметров. Слойки в таких сериях выполаживаются и уменьшаются в мощности (сужаются) книзу. Ориентировка слоёв в смежных сериях в общем однонаправленна, хотя встречается и обратная слоистость. К основаниям и средним частям косых серий этого типа иногда приурочены скопления галек. Данная слоистость является, по-видимому, подводно-дельтовой слоистостью форсета (табл. XXXIV, XXXV, 1).

В. П. Маслов (1954), еще ранее анализируя сделанные М. М. Одиновым зарисовки косой слоистости отложений, относимых в настоящем времени к чувьскому ярусу, высказал предположение об их дельтовом

происхождении. Часто, однако, мультислойная слоистость принимает иной характер — слои точно повторяют конфигурацию мульд и имеют в пределах одной серии различное падение (табл. XXXV, 1^а). Слоистость такого вида связана уже с волновыми движениями; с этим же типом движений воды связаны, по-видимому, мульды в отложениях бадарановской свиты р. Бирюсы (табл. XXXVI, 1) с длиной волны до 10 м и амплитудой до 70 см. Такая крупная рябь встречается как исключение. В большинстве случаев амплитуда и длина волны ряби в отложениях ордовика измеряются сантиметрами.

В отложениях чуньского яруса наблюдается косая слоистость типа потоков или течений — однонаправленная, параллельная, выдержанная в пределах пласта. В одних случаях в удаленных от вероятной береговой линии частях амфитеатра данная слоистость отвечает, по-видимому, морским течениям. В зоне дельтовых отложений это могут быть накопления потоков надводной части дельты. Часто наблюдается косая слоистость в виде однонаправленных выполаживающихся книзу, полого срезающих друг друга серий — видимо, также слоистость течений. Слоистость волнистая, о которой уже упоминалось, часто пологоволнистая, с неотчетливыми границами серий (см. табл. XXXV, 2).

Все эти типы косой слоистости характерны и для ийской, и для бадарановской свит. Наряду с косой слоистостью, в отложениях чуньского яруса значительное место занимают и горизонтально-слоистые породы.

В породах чуньского яруса наблюдаются также загибы слоев, объясненные своим происхождением подводным оползнем (см. табл. XXXVI, 2), и следы течений грунта.

Соленость бассейна чуньского моря была изменчивой. Для нижних горизонтов ийской и бадарановской свит характерно наличие фауны, что свидетельствует о режиме солености моря, близком к нормально-морскому.

Поднятия, развивавшиеся в северо-восточной части амфитеатра и ухудшившие связи внутреннего моря амфитеатра с открытым морем, не могли не сказаться и на солености бассейна. Действительно, мы видим, что в верхах ийской свиты и в некоторых горизонтах бадарановской свиты р. Чуны кальцитовый цемент чередуется с доломитовым и даже гипсовым. На существенное отклонение солености от нормальной в это время указывает и факт отсутствия фауны на большей части разреза чуньского яруса. Лишь в периоды, когда внутренний бассейн амфитеатра соединялся с открытым морем, происходило бурное развитие фауны. Периоды максимального развития фауны явились общими для всего амфитеатра, и насыщенные фауной слои прослеживаются на сотни километров.

Для верхней части чуньского века могут быть выделены два основных генетических типа обстановок осадконакопления — область мелководно-морских отложений, характерная наличием фауны, местами глауконита, и область чередования прибрежно-морских, дельтовых и, возможно, континентальных отложений в краевых частях амфитеатра.

На континентальный характер отложений отдельных пластов в При-Саяне указывают встречающиеся в них глиняные катуны. В период, отвечающий нижней половине чуньского яруса, условия тяготели скорее к лагунным, чем к морским.

На литолого-палеогеографической карте чуньского века (см. рис. 17) выделяются два типа бассейнов:

1. Бассейн с относительно пониженной соленостью, характеризующийся песчано-конгломератовым составом отложений, и отсутствием фауны. К нему приурочены прибрежно-морские, лагунные, дельтовые и, возможно, континентальные фации.

2. Бассейн с нормальной и в отдельные периоды — повышенной соленостью, характеризующийся песчано-глинистым составом отложений, иногда наличием карбонатов, гипса (в цементе) и в отдельные периоды — развитием фауны. Область лагунных и мелководно-морских фаций.

КРИВОЛУЦКИЙ И НАЧАЛО МАНГАЗЕЙСКОГО ВЕКА

Рассмотрим последовательно характер изменения мощностей нижней части криволуцкого яруса, представленной преимущественно алевролитами и аргиллитами, верхней части яруса, сложенной в основном песчаниками, и чертовского горизонта мангазейского яруса.

Мощность отложений нижней части криволуцкого яруса на р. Лене у с. Кривая Лука достигает 40 м. На р. Илиме она уменьшается до 27 м (Коршуновское железорудное месторождение), увеличиваясь далее на запад до 40 м (район г. Братска). Как мы видим, в распределении мощностей отложений нижней части криволуцкого яруса достаточно четко выражены Прибайкальский и Присаянский прогибы и поднятие в центральной части амфитеатра, ось которого в это время проходит через бассейн р. Илима.

Мощность отложений верхней части криволуцкого яруса на р. Лене равна 21 м. На р. Илиме из-за нечеткой границы с мангазейским ярусом мощность отложений верхней части криволуцкого яруса может быть определена лишь приблизительно; она оценивается здесь в 60—70 м.

В направлении на запад от бассейна р. Илима мощность рассматриваемых отложений уменьшается; в районе Братской ГЭС она равна лишь 40, а близ устья р. Оки — 20 м. На уменьшении мощности свиты здесь сказался внутриордовикский размыв, уничтоживший значительную часть отложений криволуцкого яруса.

Далее на запад отложения криволуцкого яруса размыты полностью. Уже в средней части Ангара-Удинского междуречья, по данным В. К. Жданова (1962), отложения братской свиты залегают на породах чуньского яруса. Отсутствуют отложения криволуцкого яруса и в бассейне рек Чуны и Бирюсы.

Мощность чертовского горизонта на р. Лене, как было сказано не превышает 30 м. На р. Илиме относимая к чертовскому горизонту верхняя часть мамырской свиты принимается равной 25 м.

На р. Ангаре, в районе г. Братска, аналоги чертовского горизонта размыты, что признается всеми исследователями, изучавшими этот разрез.

В нижнем течении р. Ангары, в районе Ковинской антиклинали, суммарная мощность рассматриваемых отложений достигает 200—250 м. Фауна чертовского горизонта здесь отсутствует. Общая большая мощность среднеордовикских отложений позволяет допустить, что принадлежность части их к чертовскому горизонту не исключена. Хотя для Чуно-Бирюсинского района предполагается размыв криволуцкого яруса и чертовского горизонта, общий структурный план и повышенная мощность их в нижнем течении р. Ангары показывают, что первоначальная мощность этих отложений в Присаянье достигала нескольких сот метров.

Для всего разреза отложений среднего ордовика бассейна р. Лены характерен нормальный морской режим. Здесь наиболее обильны фаунистические остатки, в отложениях волгинского и чертовского горизонтов встречаются ракушняковые известняки. В нижней части разреза раз-

виты оолитово-железистые породы; прослеживаются они в полосе от верхнего течения р. Таюры до с. Кривая Лука и далее на север. Алевролиты волгинского и киренского горизонтов и глинисто-карбонатные породы чертовского горизонта отлагались в условиях тесной связи с морским бассейном более северных районов. Относительно мелководными являются обедненные фауной песчаники кудринского горизонта. Также морской облик имеют породы среднего ордовика в бассейне р. Непы. К югу от с. Кривая Лука породы среднего ордовика постепенно теряют черты тесной связи с морским бассейном; карбонаты из состава их выпадают, фауна становится менее обильной. Та же картина наблюдается и к западу от р. Лены.

В бассейнах рек Илима и Ангара из состава отложений нижней части среднего ордовика, отвечающих волгинскому и киренскому горизонтам, исчезают карбонаты, обедняется в видовом отношении фауна. Не прослеживаются здесь и оолитово-железистые породы. Хотя на р. Ангаре состав фауны нижних горизонтов криволуцкого яруса более беден, чем на р. Лене, он содержит значительное количество форм (Андреева, 1959). Еще далее к западу от г. Братска, как это видно по скважинам, пробуренным трестом «Востоксибнефтегеология» по линии городов Братск — Тайшет, единственной ископаемой формой в этих отложениях являются лингулы, не образующие сколько-нибудь богатых скоплений.

Верхи криволуцкого яруса, соответствующие кудринскому горизонту О. Н. Андреевой (1959), слагаются в Ангара-Илимском районе почти исключительно песчаниками, хотя на р. Ангаре в них и наблюдается некоторое количество алевролитов. На р. Лене состав этой части разреза уже песчано-алевролитовый; здесь 25% алевролитов. Значительно большее место занимают в этой части разреза на р. Лене желваковые фосфориты.

Интересно распределение в отложениях верхней части криволуцкого яруса песчаников по крупности зерен и соотношение в различных разрезах песчаных и глинисто-алевритовых пород. Наибольшее количество песчаников в составе верхней части криволуцкого яруса наблюдается в Ангара-Илимском районе. Как к западу от р. Ангара (на той части площади, где отложения криволуцкого яруса не размыты), так и к востоку от р. Илима (р. Лена) содержание глинисто-алевритовых пород в верхней пачке криволуцкого яруса заметно увеличивается (см. табл. 19, 20). Наиболее крупнозернистые разновидности песчаников наблюдаются в разрезе р. Илима (медианный диаметр до 0,34 мм, см. рис. 8). И на р. Лене, и на р. Ангаре в районе г. Братска медианный диаметр песчаников криволуцкого яруса уменьшается. Наиболее высокие концентрации титанистых минералов в отложениях криволуцкого яруса, близкие к промышленным, также наблюдаются в Ангара-Илимском междуречье. Возрастание роли песчаников в разрезе криволуцкого яруса, укрупнение их и обогащение тяжелыми минералами однозначно свидетельствуют, на наш взгляд, о большой мелководности криволуцкого моря в Ангара-Илимском районе относительно смежных площадей.

Хорошо известно, что даже на небольших поднятиях в морских водоемах накапливается песчаный материал и в повышенных количествах тяжелые минералы (Кленова, 1963; Гарецкий, Яншин, 1960). С поднятием связано обильное развитие лингул в средней пачке мамырской свиты в Ангара-Окинском и Ангара-Вихоревском междуречьях. Симптоматично, что наиболее богатые скопления лингул приурочены к красноцветным песчаникам; как указывает М. В. Кленова (1963), окислительные условия для осадков подобных поднятий весьма характерны. В той или иной мере лингулы распространены в пределах всего поднятия, однако в максимальной степени

они концентрируются у западного его склона — наиболее близкого к области сноса, где соленость бассейна была пониженной и способствовала широкому развитию неприхотливых форм.

Касаясь фациальной характеристики отложений чертовского горизонта, необходимо отметить специфику разрезов этого возраста в трех районах: на р. Лене в районе с. Кудрино, на р. Илеме в районе с. Зыряново и в районе Коршуновского месторождения.

На Коршуновском месторождении породы, относимые к чертовскому горизонту, характеризуются исключительно песчаным составом. По р. Илему в районе с. Зыряново, где обнажается относящаяся к низам мангазейского яруса верхняя часть мамырской свиты, в состав чертовского горизонта наряду с песчаниками входят уже алевролиты и аргиллиты, подобные одноименным породам р. Лены, и маломощные прослойки доломита. Наконец, на р. Лене чертовский горизонт складывается главным образом аргиллитами с резко подчиненным количеством песчаников, часто в высокой степени насыщенных фауной, с желваками фосфоритов, количество которых на р. Илеме было значительно меньшим. В нижнем течении р. Ангары отложения чертовского горизонта фаунистически не подтверждены и выделяются условно.

Несмотря на существенные различия в составе отдельных горизонтов среднеордовикских отложений Иркутского амфитеатра для криволуцкого

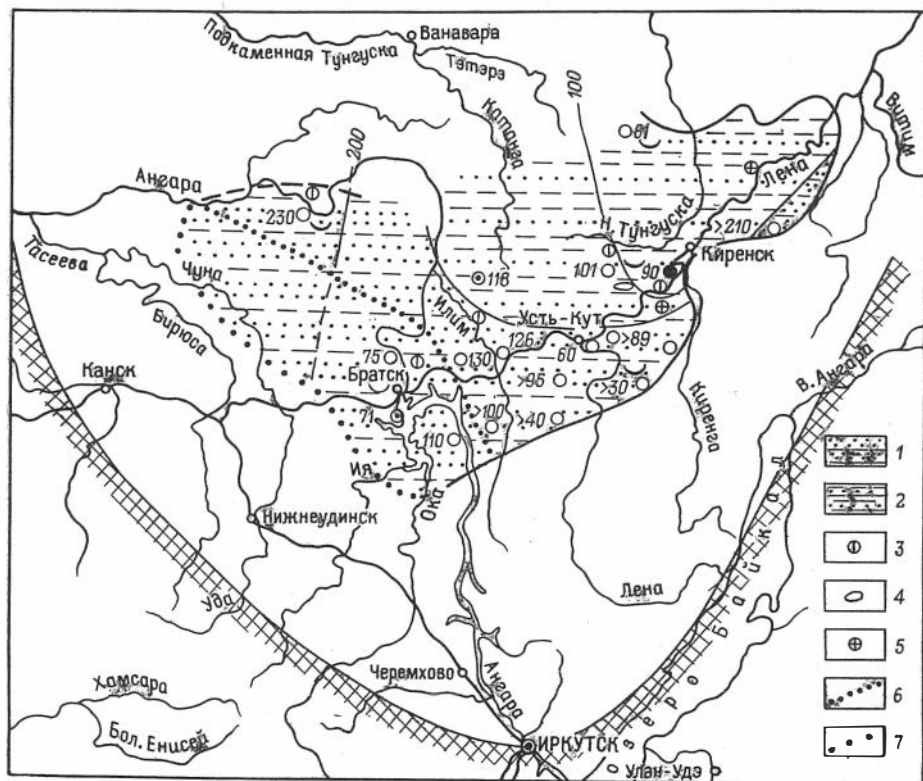


Рис. 18. Литолого-палеогеографическая карта криволуцкого и раннемангазейского веков.

1 — фации мелководного опресненного эпиконтинентального моря; 2 — фации относительно глубоководного эпиконтинентального моря нормальной солености; 3 — фосфатные конкреции; 4 — карбонатные конкреции; 5 — оолиты окислов железа; 6 — граница частичного древнего (внутриордовикского) размытия; 7 — граница полного древнего (внутриордовикского) размытия.

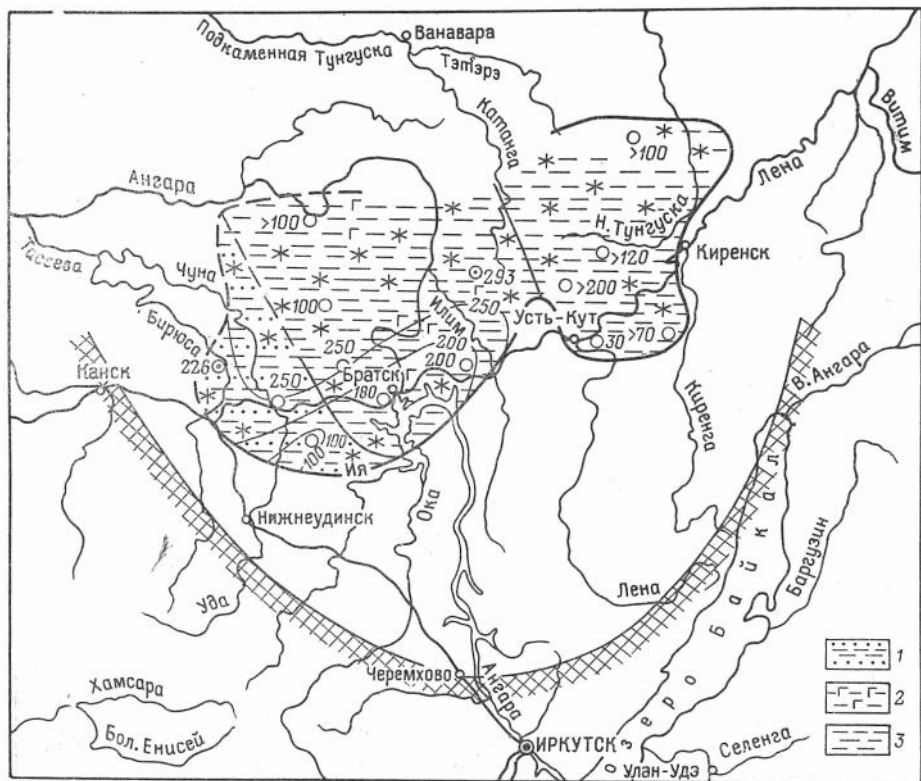


Рис. 19. Литолого-палеогеографическая карта позднемангазейского и долборского веков.

1 — фации опресненной лагуны; 2 — фации засоленной лагуны; 3 — фации умеренно опресненного лагунного бассейна, переходного в северной части амфитеатра к морскому. Остальные знаки здесь и на рис. 21 см. условные обозначения к рис. 16, 17.

яруса и чертовского горизонта могут быть выделены два основных генетических типа обстановок осадконакопления (фиг. 18):

1. Мелководная опресненная часть бассейна, приближенная к области сноса.

2. Более глубоководная часть бассейна нормальной солености.

Отложения криволучского яруса залегают на подстилающих породах трансгрессивно. Однако общий характер отложений криволучской толщи, определяющийся наличием алевролитовых пород в низах разреза и песчаников в верхней части, — регрессивный. По-видимому, трансгрессия в начале криволучского века была относительно быстрой, а далее развитие уже шло регрессивно. Некоторое обновление трансгрессии имело место в чертовское время.

К началу накопления осадков криволучского яруса область сноса представляла сглаженную равнину. Однако по мере развития регрессии рельеф суши становился более расчлененным, и верхние части криволучского яруса слагаются уже песчаными породами. Продолжающаяся регрессия, лишь на время сменившаяся трансгрессией в чертовское время, резко ухудшила связь бассейна с открытым морем, и вышележащие отложения представляют уже лагунные образования.

Наибольшая мощность отложений баксанского горизонта мангазейского яруса среднего ордовика и всего верхнего ордовика наблюдается в бассейне р. Илима, где она достигает 290 м. В юго-западном направлении мощность этих отложений уменьшается и составляет на р. Ангаре, у г. Братска, лишь 180 м, а еще далее 0—100 м. Однако в Чуно-Бирюсинском междуречье мощность вновь увеличивается и достигает 250 м.

Характер распределения мощностей рассматриваемых отложений, как и ниже лежащих толщ, определяется прогибами в краевых частях амфитеатра и конседиментационным поднятием в его центральной части. Однако область минимальных мощностей отложений располагается в верхней части среднего ордовика и верхнем ордовике значительно западнее, чем, например, в нижнем ордовике. Соответственно переместилась к западу и область повышенных мощностей в восточной части амфитеатра. Максимальные мощности здесь наблюдаются в бассейне р. Илима, в то время как мощность отложений чуньского яруса в Илимско-Ленском районе была минимальной.

Отложения братской и макаровской свит, сложенные красноцветными песчано-глинистыми, в центральной части амфитеатра гипсоносными породами с часто встречающимися знаками ряби, трещинами усыхания, глиптоморфозами по галиту, относятся нами, как и всеми предыдущими исследователями, к мелководным лагунным образованиям.

Распределение основных типов пород на площади амфитеатра в пределах изученных нами районов было рассмотрено выше.

Могут быть выделены следующие три генетических типа бассейнов осадконакопления рассматриваемого возраста (рис. 19).

1. Относительно опресненный бассейн краевой части амфитеатра, приближенный к области сноса. Характеризуется преобладающим или значительным количеством песчаников, присутствием редкой фауны лингул и ракообразных. Лишь в нижних слоях состав фауны более разнообразен.

Признаки засоления в западной части бассейна (р. Бирюса) отсутствуют. В восточной части (р. Чуна) в цементе встречается гипс; вторичная (пойкилитовая) структура гипсового цемента оставляет открытым вопрос, является ли гипсовый материал первичным или вторичным. Отсутствуют здесь и глиптоморфозы по галиту.

2. Бассейн второго типа, характеризующийся режимом повышенной солености и значительным удалением от области сноса, занимавший центральные районы амфитеатра. В составе отложений преобладают аргиллиты, встречаются прослой и линзы гипса, очень часты глиптоморфозы по галиту. Фауна встречается лишь в самых нижних горизонтах, унаследовавших отчасти режим нормальной солености, существовавший во время формирования чертовского горизонта.

3. Бассейн третьего типа — умеренно пониженной солености — характерен для северных районов амфитеатра (р. Непа). Отложения рассматриваемого возраста представлены здесь преимущественно аргиллитами; изредка встречаются прослой карбонатов. Несколько пониженный режим солености связан, по-видимому, с распресняющим влиянием моря северных районов.

Необходимо отметить, что изредка известняки наблюдаются уже среди пород бассейна второго типа. В Прибайкалье мы должны были бы вновь ожидать загипсованности красноцветной толщи верхнего ордовика, однако отложения этого возраста здесь отсутствуют. Лишь значитель-

но северо-восточнее на р. Лене О. Н. Андреевой (1959) отмечаются гипсы в составе отложений макаровской свиты.

В верхнем ордовике уверенно прослеживается лишь одна область сноса — в Присаянье. Положение области питания в Прибайкалье, ввиду отсутствия здесь отложений этого возраста, остается неясным.

Не исключено, что бассейн долборского времени представлял ряд плохо связанных между собой засоленных водоемов со слабым гидродинамическим режимом и по крайней мере часть осадков отлагалась в континентальных условиях. Лишь отсутствие точно диагностированных континентальных фаций, а также редкие находки фауны заставляют относить все отложения этого возраста к лагунным.

ЛЛАНДОВЕРИЙСКИЙ ВЕК

Мощность отложений нижней подсвиты кежемской свиты лландоврийского яруса увеличивается от центральной части амфитеатра к западной; мы не можем судить о мощностях подсвиты в других районах, поскольку отложения ее занимают ограниченную площадь. Минимальная мощность отложений нижней подсвиты (40—50 м) наблюдается на р. Илиме. На Ангари-Чунском водоразделе мощность подсвиты увеличивается до 80 м, в бассейне р. Чуны до 100—120 м. На р. Бирюсе видимая мощность этих отложений равна также 120 м, однако это неполная мощность нижней подсвиты, поскольку ее верхняя часть, как и вся верхняя подсвита, здесь размыта. Таким образом, в нижнесилурийское время Присянский прогиб и конседиментационное поднятие в центральной части амфитеатра были выражены отчетливо.

Отложения верхней части кежемской свиты в направлении с востока на запад уменьшают свою мощность от 200 м на р. Илиме (Рудногорское месторождение) до выклинивания на р. Бирюсе; однако это изменение мощности связано уже с глубиной эрозионного среза, отчасти — современного, отчасти — додевонского. В бассейне р. Бирюсы девонские отложения залегают на размытой поверхности нижнекежемской подсвиты, а местами — и на ордовикских отложениях.

Несомненно, в послесилурийское (или верхнесилурийское) время краевая присаянская часть амфитеатра испытала поднятие, что привело к размыву ранее отложившихся осадков. Мы имеем здесь в додевонское время повторение обстановки, создавшейся к началу отложения братской свиты, когда в этой же, но несколько более широкой по площади, части амфитеатра были размыты породы криволуцкого яруса и чертовского горизонта мангазейского яруса.

Присянский краевой прогиб не характеризовался, таким образом, в ордовике и силуре режимом устойчивого прогибания и испытывал время от времени поднятия, приводившие к существенным размывам нижележащих толщ.

Нижняя подсвита кежемской свиты, сложенная преимущественно сероцветными песчано-глинисто-карбонатными породами, накапливалась в морском бассейне, сменившем лагунный бассейн верхнего ордовика.

Характер отложений подсвиты в различных районах амфитеатра существенно различен. Так, разрез центральной части амфитеатра характеризуется значительным развитием карбонатов, суммарные мощности которых равны здесь 15—18 м, что составляет 30% всего объема подсвиты; в западной части амфитеатра на р. Чуне суммарная мощность карбонатов не достигает и 1% мощности подсвиты в этом районе. В отложениях подсвиты на р. Чуне встречаются трещины усыхания, являющиеся по-

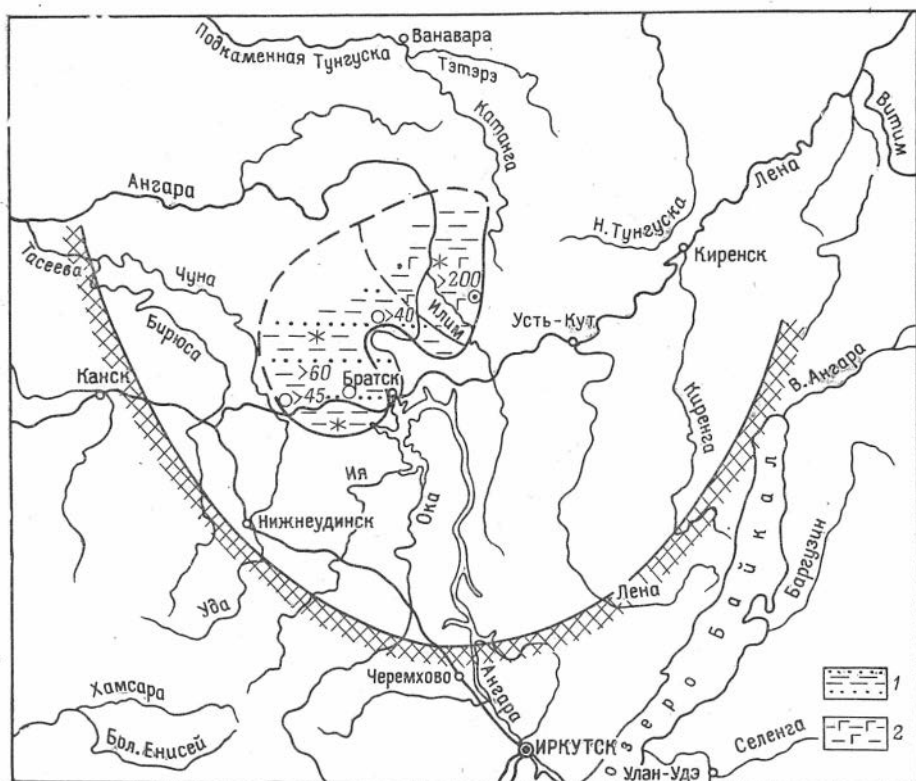


Рис. 21. Литолого-палеогеографическая карта позднеэллинистического века.

1 — фации относительно опресненной лагуны краевой части амфитеатра; 2 — фации засоленной лагуны центральной части амфитеатра.

Выделяются два генетических типа бассейнов осадконакопления верхней части лландоверийского яруса: 1) относительно опресненный лагунный бассейн краевой части амфитеатра; 2) осолоненный лагунный бассейн центральной части амфитеатра (рис. 24).

В северной части амфитеатра отложения лландоверийского яруса нам неизвестны, и мы не знаем, имела ли место и здесь аналогия с братскойой и макаровской свитами, по отложениям которых в этом районе выделялась третья фациальная зона.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА В ОРДОВИКЕ И СИЛУРЕ

В отложениях ордовика и силура Иркутского амфитеатра в вертикальном разрезе может быть выделен ряд формационных комплексов с присущими каждому из них специфическими особенностями осадконакопления. В ордовике амфитеатра В. Н. Доминиковским и В. Л. Либровичем (1959₁) выделены следующие формации: песчано-карбонатная, отвечающая усть-кутскому ярусу, нижняя красноцветная кластогенная чуньского яруса, фосфоритоносная среднего ордовика и верхняя красноцветная кластогенная верхнего ордовика.

В силурийских отложениях выделяются сероцветный терригенно-карбонатный формационный комплекс нижней части лландоверийского яруса и красноцветный терригенный комплекс более верхней части лландоверийского яруса.

Данные формационные комплексы могут быть подразделены на два типа. К первому из них относятся отложения усть-кутской, мамырской, криволуцкой и чертовской свит и нижней части кежемской свиты; сложены они преимущественно сероцветными породами, как правило, содержат карбонаты, в том числе оолитовые и водорослевые, повышенное количество фауны, нередко глауконит и др.

Комплексы второго типа, к которым относятся отложения ийской и бадарановской свит и их аналоги, братской и макаровской свит и верхней части кежемской свиты, большей частью красноцветные; черты морского режима в них выражены неотчетливо, фауна большей частью отсутствует. Некоторым исключением являются лишь породы чуньского яруса.

Нижние границы выделенных сероцветных комплексов, как правило, отвечают геологическим рубежам, прекрасно выраженным на обширнейшей территории. Хорошо известен размах нижнеордовикской трансгрессии, проявившейся как на Сибирской платформе, так и в Северном Китае. Среднеордовикские отложения залегают на нижележащих породах с размывом как в Иркутском амфитеатре, так и повсеместно на Сибирской платформе. Также несогласное залегание отмечается в северных районах платформы между нижнесилурийскими и нижележащими отложениями.

С другой стороны, прослеживая латерально нижние границы комплексов второго типа на более широкой площади, чем Иркутский амфитеатр, мы видим скользящий характер их. Как правило, фациальные замещения отвечают верхней границе комплексов первого типа и нижней второго.

Выделяющиеся в пределах амфитеатра формационные комплексы распадаются, таким образом, на три естественных ритма, нижние части которых сложены породами, отвечающими эпохам крупных трансгрессий, а верхние — регрессий; нижние границы ритмов четкие, во многих районах хорошо выраженные, верхние — скользящие, хотя литологически обычно также резкие. Граница между комплексами в основании

братской свиты внутри ритма отвечает перерыву; масштаб этого перерыва, однако, несравненно более узок, чем перерывы, разграничивающие комплексы, например, в основании среднеордовикских отложений.

В нижних частях регрессивных комплексов мы видим, как правило, черты, унаследованные от существовавшего ранее трансгрессивного бассейна: глауконит в основании чуньского яруса, фауну, встречающуюся в низах всех регрессивных толщ.

Общность трансгрессий и регрессий, которым отвечают формационные комплексы амфитеатра, для всей Сибирской платформы была впервые показана О. И. Никифоровой (1955). Близкий характер геологического развития в ордовике наблюдается в Северном Китае и Северной Америке.

Характер осадконакопления в трансгрессивный и регрессивный этапы развития не определяется лишь изменением границ бассейна седиментации, улучшением или ухудшением связи с морем внутренних частей платформы; для этих этапов характерны и специфические черты тектонической жизни амфитеатра.

Положение береговой линии на различных этапах развития бассейна не являлось решающим для формирования признаков осадков, характеризующих специфику трансгрессивных и регрессивных комплексов, хотя для образования различных типов пород положение береговой линии играло первостепенную роль. Как показывает анализ, граница области седиментации в ордовике и силуре в западной и, по-видимому, южной частях амфитеатра была близка к современным границам его внутреннего поля, и лишь в восточной части амфитеатра во время трансгрессий, и в первую очередь в усть-кутский век, море заливало значительную часть области современного Северо-Байкальского нагорья. В Присаянье и в усть-кутский, и в чуньский века береговая линия занимала почти идентичное положение, близкое к границе современного распространения отложений этого возраста. И в более позднее время положение береговой линии менялось в общем несущественно, хотя наличие гальки в нижнесилурийских отложениях р. Чуны, значительно менее четко выраженные черты связи их с морским бассейном северных районов платформы показывают, что нижнесилурийская трансгрессия в амфитеатре значительно уступала по размаху ниже- и среднеордовикским.

Ордовикское и силурийское время характеризовалось, по-видимому, теплым климатом с переменной влажностью, преимущественно аридные условия сменялись иногда на близкие к гумидным. Более влажный климат отвечал в общем периодам накопления трансгрессивных комплексов и более сухой — регрессивных, хотя градации влажности климата между комплексами даже одного типа были значительны. Высказанное положение справедливо лишь в общем виде. Повышенная загипсованность отдельных комплексов может быть связана не только с изменением климата, но и с мелководностью и изолированностью бассейна седиментации. Эпохой жаркого влажного климата можно считать криволучский век, в отложениях которого почти повсеместно на Сибирской платформе отсутствуют доломиты, загипсованность; в Иркутском амфитеатре к этому добавляются каолинитовый в отдельных случаях цемент песчаников, присутствие оолитовых гематитовых железных руд, признаков свободного глинозема, биогенный состав карбонатов. Среднеордовикское время явилось, несомненно, эпохой наиболее мощного выветривания в ордовикско-силурийской истории амфитеатра.

Можно думать, что кора выветривания на континенте имела в отдельных случаях, пользуясь классификацией И. И. Гинзбурга (1963), латеритный ферритовый, а возможно, гиббситовый тип.

Нет никаких признаков засушливого климата в Иркутском амфитеатре в криволуцкий век, как это иногда принималось (Маслов, 1954, Страхов, 1962); безусловно, прав В. Л. Либрович (1960), указавший на влажность климата амфитеатра в это время.

По-видимому, аридный климат, существовавший в Иркутском амфитеатре на протяжении почти всего ордовикского и нижнесилурийского времени, был увлажнен (как было отмечено В. Л. Либровичем, 1957) среднеордовикской трансгрессией, широко проявившейся на азиатском материке.

В отложениях усть-кутского века признаки гумидного климата как в исходном материале, так и чертах осадков, связанных с характером бассейна седиментации, выражены менее резко.

Известково-доломитовый состав карбонатов, высокая карбонатизация терригенных пород, встречающаяся иногда загипсованность являются в общем признаками аридного климата. В то же время для этих отложений можно отметить биогенное в значительной степени происхождение карбонатных пород, постоянное присутствие каолинита в глинистой фракции в западной части амфитеатра, относительно распресненную прибрежную зону, особенно четко выраженную в восточной части амфитеатра — все это указывает на признаки гумидного климата в зонах питания и отчасти — в области седиментации. Следует остановиться на генетическом значении содержащихся в нижних горизонтах усть-кутской свиты, в первую очередь в восточной части амфитеатра, сульфидов свинца и в подчиненном количестве — цинка. Галенит приурочен здесь к известнякам нижней пачки усть-кутской свиты, прослеживаясь, однако, в северо-восточном направлении и в зоне смены известняков доломитами (р. Таюра). Содержание свинца в породах обычно невелико, и проявления его в составе усть-кутской свиты в повышенном количестве, позволявшем вести поисковые работы, очень редки, но зараженная площадь занимает многие десятки тысяч квадратных километров и общая масса свинца, принесенного из области питания, значительна. Как указывает Н. А. Страхов (1962), мобилизация меди, свинца и цинка, переход их в растворы в областях питания могли проходить только в процессе химического выветривания, т. е. климат должен был нести здесь черты гумидности. Нижние горизонты усть-кутской свиты содержат иногда и повышенное количество кварца по сравнению с более высокими частями разреза ее.

В отложениях низов лландоверийского яруса черты гумидного режима наименее резки, хотя и здесь выделяется прибрежная зона опреснения, сравнительно хорошо окристаллизованный каолинит в цементе, в отдельных разрезах — кварцевые песчаники.

Наиболее резкие черты аридного климата несут красноцветные породы братско-макаровской свиты и верхней части кежемской свиты. Были высказаны две точки зрения на природу красноцветов Иркутского амфитеатра. В. П. Маслов (1954) считал красноцветы братской свиты накопившимся в лагунных условиях материалом, принесенным ветром из пустынных областей.

В. Л. Либрович (1960) считал красноцветы чуньского яруса и нижней части братской свиты переотложенным реками материалом красноцветных продуктов глубокого химического выветривания.

Этот вывод был сделан В. Л. Либровичем для нижней части братской свиты, характеризующейся на р. Илеме, как и в других местах, отсутствием глиптоморфоз по галиту, прослоев гипса. Более верхние части разреза, по мнению В. Л. Либровича, сложены уже в значительной степени зеленоцветными породами. Безусловно, во время отложения нижних горизонтов братской и макаровской свит мощностью в несколько десятков метров

могли сохраниться условия влажного климата и глубокого выветривания, унаследованные от криволуцкого и раннечертовского веков, однако для всей толщи красноцветов верхнего ордовика данный вывод не применим. Общая мощность красноцветных отложений братской и кежемской свит достигает 500 м. В пределах этой толщи красноцветные глинистые преимущественно отложения содержат подчиненное количество зеленоцветных пород, обычно несколько более грубозернистых. Явные признаки отложений в условиях сухого климата, как глиптоморфозы по галиту, прослои гипса, наблюдаются не только в зеленоцветных, но и красноцветных породах. Красноцветность может быть присуща и самим прослоям гипса. Для отложений братской свиты, за исключением самых верхних и самых нижних ее слоев, прилежащих к трансгрессивным сероцветным комплексам, характерно весьма высокое (зачастую более 50%) содержание полевых шпатов; терригенные красноцветы братской и верхней частей кежемской свит характеризуются в бассейнах рек Лены, Ангары и Илима высокой карбонатностью.

Состав глинистых минералов из красноцветных алевролитов и аргиллитов братской свиты преимущественно гидрослюдистый, часто без примесей других глинистых минералов. Это указывает на аридность климата и слабое развитие процессов химического выветривания в период накопления осадков большей части братской и верхней части кежемской свит.

Существенно иными были условия накопления пестроцветных отложений чуньского яруса. В них совершенно отсутствуют отпечатки кристаллов соли; гипс встречается лишь изредка в цементе. С другой стороны, в прибрежных частях бассейна здесь развиты дельтовые отложения. Есть все основания предполагать, что климат чуньского века характеризовался по отношению к долборскому повышенной влажностью. В период накопления осадков средней пачки бадарановской свиты на континенте, возможно, даже формировалась кора химического выветривания.

Рассматривая ордовикско-силурийские отложения в целом, мы видим, что в нижне- и среднеордовикское время как трансгрессивные, так и регрессивные комплексы характеризовались более влажными условиями, чем в верхнеордовикское и нижнесилурийское. Резко повышенное содержание полевых шпатов, граната в отложениях верхнего ордовика и силура показывает уменьшающуюся роль химического выветривания на водосборах по сравнению с нижним и средним ордовиком.

Специфичным для ордовикских и силурийских аридных отложений Иркутского амфитеатра является отсутствие палыгорскита и сепиолита. Во всяком случае, нами они здесь обнаружены не были, хотя в вышележащих девонских отложениях палыгорскит широко распространен (Занин, 1965). Возможно, это связано с бедностью наших отложений сингенетическим аутигенным кремнеземом, необходимым для синтеза магнезиальных алюмосиликатов.

Основные черты тектонического развития бассейна седиментации для трансгрессивных и регрессивных комплексов сводятся к следующему.

В трансгрессивные этапы развития интенсивность тектонических движений в областях прогибов была слабее, чем в регрессивные этапы; мощности осадков трансгрессивных толщ, как правило, меньше мощностей смежных регрессивных комплексов.

Ведущая тенденция в эволюции тектонического развития внутреннего поля амфитеатра выражается в затухании тектонических движений вверх по разрезу соответственно для трансгрессивных и регрессивных этапов развития. Максимальные мощности в областях прогибов среди трансгрессивных отложений отвечают усть-кутскому ярусу, минимальные — соответствующим отложениям лландоверийского яруса.

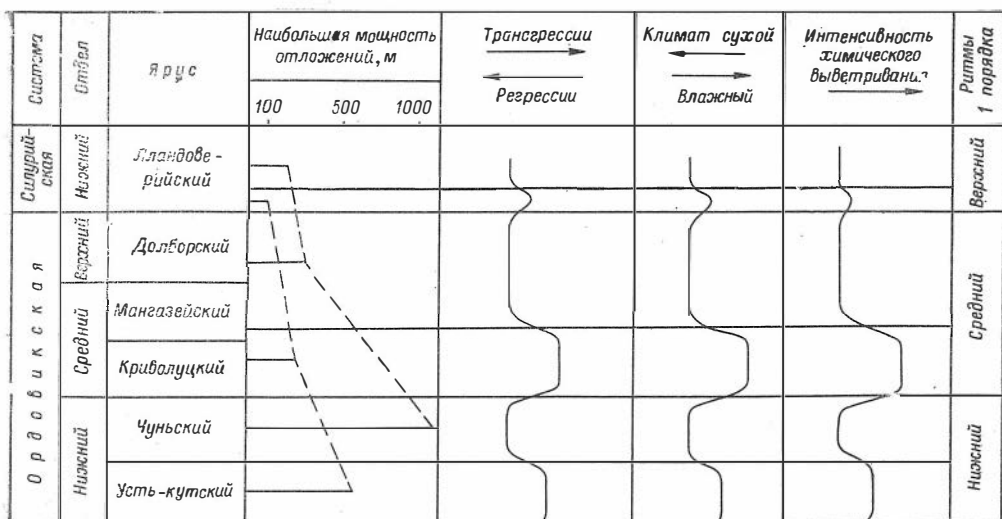


Рис. 22. Некоторые черты осадконакопления в Иркутском амфитеатре в ордовике и силуре.

Из регрессивных толщ максимальные мощности характерны для чуньского яруса и значительно меньше — для долборского и красноцветов лландоверийского ярусов.

Вверх по разрезу уменьшаются не только абсолютные мощности трансгрессивных и регрессивных комплексов в областях прогибов, но меньшими становятся и соотношения мощностей комплексов в областях прогибов и разделяющего их поднятия, т. е. снижается дифференциация и происходит выравнивание интенсивности тектонических движений по основным структурным элементам амфитеатра — областям прогибов и поднятия. В верхнеордовикское и нижнесилурийское время колебания мощностей отложений в областях прогибов и поднятия были несравненно менее резкими, чем в нижнем и среднем ордовике.

Равным образом затухание интенсивности тектонических движений имело место и в областях размыва; сказалось оно не только в мощностях (а как показывает ориентировочный подсчет, и в объеме) накопившихся осадков, но и в самом типе отложений. Особенно ярко процесс этот наблюдается в регрессивных толщах.

Если в чуньское время мы сталкиваемся с весьма грубыми по структуре осадками, являющимися, несомненно, продуктами разрушения расчлененной горной страны, то регрессивные толщи верхнего ордовика и силура, сложенные преимущественно глинистыми осадками, указывают на вялость тектонических движений в областях поднятия, их преимущественно равнинный характер.

В силурийское время море покинуло амфитеатр. В послесилурийский период развития (возможно, и в верхнем силуре) значительная часть амфитеатра представляла уже область не седиментации, а сноса; на размытую поверхность ордовикско-силурийской толщи на западе ложатся континентальные породы девона и на севере — континентально-морские отложения карбона и перми.

Отложения ордовика и силура Иркутского амфитеатра представляют интересный пример сопряженной эволюции тектоники, климата, условий выветривания и седиментации (рис. 22).

ЛИТЕРАТУРА

- А н д р е е в а О. Н. Стратиграфия ордовикских отложений р. Лены и р. Илима. Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 7, 1955.
- А н д р е е в а О. Н. Стратиграфия ордовика Ангара-Окинского района. Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 23, 1959.
- Б а б а е в А. Г. Литология, палеогеография и нефтегазоносность меловых отложений Западного Узбекистана. Изд-во АН УзССР, 1959.
- Б о т в и н к и н а Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 59, 1962.
- В и н и ч е н к о Н. Н., Н а з а р о в а Ж. К., З а н и н Ю. Н. О корреляции ордовикских отложений Ангара-Илимского водораздела. Матер. по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири, вып. V (XXVI). Иркутск. геол. упр., 1959.
- В о л ь ф с о н Ф. И., Н е к р а с о в Е. М. Свинец и цинк.— В сб.: «Металлы в осадочных толщах». М., «Наука», 1965.
- Г а в р и л о в Ф. М. Геологические исследования в среднем течении р. Ангары. Тр. ВСГТ, вып. VI, 1935.
- Г а л а б у р д а С. Г. Медная и свинцово-цинковая минерализация в осадочных отложениях Сибирской платформы.— В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V. Изд-во АН СССР, 1962.
- Г а р е ц к и й Р. Г., Я н ш и н А. Л. Тектонический анализ мощностей.— В кн.: «Методы изучения тектонических структур», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1960.
- Г и м м е л ь ф а р б Б. М., Д р о ж ж е в а П. П., К р а с и л ь н и к о в а Н. А. и С м и р н о в А. И. Прогнозные работы на фосфориты в протерозойских, кембрийских и силурийских отложениях Сибири и Центрального Казахстана.— В сб.: «Вопросы геологии агрономических руд». Изд-во АН СССР, 1956.
- Г и н з б у р г И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация.— В сб.: «Региональное развитие кор выветривания в СССР». Изд-во АН СССР, 1963.
- Г о р б у н о в а Л. И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 114, 1950.
- Г р и м Р. Е. Минералогия глин. ИЛ, 1956.
- Д а н б а р К., Р о д ж е р с Дж. Основы стратиграфии. ИЛ, 1962.
- Д о м и н и к о в с к и й В. Н. и Л и б р о в и ч В. Л. Типы мелководных фосфоритовых отложений среднего ордовика Иркутского амфитеатра. «Разведка и охрана недр». 1957₁, № 8.
- Д о м и н и к о в с к и й В. Н. и Л и б р о в и ч В. Л. К геохимической характеристике фосфоритов ордовика Иркутского амфитеатра. Докл. АН СССР, 1957₂, № 4, т. 117.

- Доминиковский В. Н. и Либрович В. Л. Формации ордовика Иркутского амфитеатра и их фосфоритность. «Сов. геол.», 1959, № 4.
- Доминиковский В. Н. и Либрович В. Л. О закономерностях распределения ордовикских фосфоритов в южной части Сибирской платформы. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II. Изд-во АН СССР, 1959.
- Дриц В. А., Кашаев А. А. Рентгенографическое изучение некоторых смешанно-слоистых структур. «Кристаллография», 1961, т. 6, вып. 2.
- Жарков М. А., Кузнецов Г. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности центральной части Ангара-Ленского краевого прогиба.— В сб.: «Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области». «Недра», 1964.
- Жарков М. А., Чечель Э. И., Князев И. М. Кембрийские отложения среднего и нижнего течения р. Киренги. Докл. АН СССР, 1963, т. 149, № 4.
- Жданов В. К. К вопросу о выпадении из разреза ордовика отложений мамырской свиты на Ийско-Удинском водоразделе. Матер. по геол. и пол. ископ. Иркутск. обл., вып. 4 (XXXI). Иркутск, 1962.
- Журавлева З. А. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 114, 1964.
- Зайцев Н. С. и Покровская Н. В. Стратиграфия и тектоника нижнепалеозойских отложений района среднего течения р. Лены. «Очерки по геологии Сибири», вып. 15, 1950.
- Занин Ю. Н. К вопросу о происхождении и размещении стилолитов в карбонатных породах. «Геол. и геофиз.», 1960, № 11.
- Занин Ю. Н. Вторичные изменения карбонатных пород усть-кутской свиты Иркутского амфитеатра. «Зап. Вост.-сиб. отд. Всес. мин. об-ва», вып. 3, 1962.
- Занин Ю. Н. К сравнительной характеристике глинистых минералов из верхнекембрийских, ордовикских и девонских отложений Иркутского амфитеатра. «Зап. Вост.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва», вып. 4, 1962.
- Занин Ю. Н. Палыгорскит из отложений Рыбинской впадины и Иркутского амфитеатра.— В сб.: «Глины и глинистые минералы Сибири». «Наука», 1965.
- Занин Ю. Н., Огиенко Л. В. Стратиграфия ордовикских отложений юго-западной части Иркутского амфитеатра. «Сов. геол.», 1964, № 4.
- Ижидкий Н. Геологические исследования вдоль Сибирской железной дороги в 1964 г. «Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги», вып. II, 1896.
- Ижидкий Н. Геологические исследования в Иркутской губернии в 1895 г. Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги, вып. VII, 1898.
- Катушенок Т. И. Кембрий Лено-Байкальского водораздела. «Очерки по геологии Сибири», вып. 8, 1940.
- Катушенок И. И., Калмыков А. Ф. Стратиграфия и тектоника древнего палеозоя Лено-Илимского водораздела. «Очерки по геологии Сибири», вып. 14. Изд-во АН СССР, 1950.
- Кленова М. В. Особенности современного морского осадконакопления и составление палеогеографических карт.— В кн.: Методы составления литолого-фациальных палеогеографических карт». Тр. V Всес. литол. совещ., т. 1. Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 63, 1962.
- Красильникова Н. А., Смирнов А. И. Об ордовикских фосфоритах Сибирской платформы. Тр. ГИГХС, вып. 2, 1955.
- Красильникова Н. А., Смирнов А. И. Перспективность поисков фосфоритов в древнепалеозойских отложениях Сибирской платформы.— В сб.: «Геология месторождений фосфоритов». Тр. ГИГХС, вып. 7, 1962.

- Крашенинников Г. Ф. Геология Ангаро-Илимского железорудного района. Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, вып. 12, 1935.
- Крашенинников Г. Ф. Ангаро-Окинский район. Геологический очерк. Матер. по геол. и пол. ископ. Вост. Сиб., вып. 14, 1936.
- Кротов Б. П. Глауконитово-хлоритовая порода и ее генезис. В сб.: «Вопросы петрографии и минералогии». Изд-во АН СССР, 1953.
- Крылова А. К. Опыт расчленения ордовика центральной части Иркутского амфитеатра по распределению химических элементов и минералогическому составу пород. Тр. ВНИГРИ, вып. 126, 1958.
- Лебедь Г. Г. Краткий очерк стратиграфии ордовика центральной и восточной частей Иркутского амфитеатра.— В сб.: «Геологическое строение и нефтегазонасыщенность Иркутского амфитеатра». Гостоптехиздат, 1960.
- Лебедь Г. Г., Одинцов М. М. и Труфанова А. П. К стратиграфии ордовика, силура и девона Иркутского амфитеатра. «Геол. и геофиз.», 1960, № 2, 3.
- Левенко А. И., Лучицкий И. В. и Нагибина М. С. Стратиграфия и тектоника древнего палеозоя Ангаро-Илимского водораздела. «Очерки по геологии Сибири», вып. 14. Изд-во АН СССР, 1950.
- Либрович В. Л. Литология ордовикских фосфоритонесных отложений Иркутского амфитеатра. (Автореф. канд. дисс.). Л., 1957.
- Либрович В. Л. Цикличность в среднеордовикских фосфоритонесных отложениях южной части Сибирской платформы.— В сб.: «Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии». № 1. Уфа, 1957.
- Либрович В. Л. О происхождении красноцветных толщ ордовика Иркутского амфитеатра. Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 44, 1960.
- Лобанов М. П., Сендеров М. А., Дашкевич Л. М. Ордовикские отложения бассейнов рек Кунермы и Окунайки.— В сб.: «Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области». «Недра», 1964.
- Лю Хун-юн. Палеогеографический атлас Китая. ИЛ, 1962.
- Маслов В. П. К геологии Ангаро-Илимского района. «Изв. ВГРО», 1932, т. 51, вып. 80.
- Маслов В. П. К вопросу о стратиграфии кембро-силура в Восточной Сибири. «Пробл. сов. геол.», 1934, № 5.
- Маслов В. П. О распространении карбонатных водорослей в Восточной Сибири.— В кн.: «Проблемы палеонтологии», тт. 2, 3, 1937.
- Маслов В. П. Геология верховьев рек Лены и Киренги. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 85, 1947.
- Маслов В. П. О нижнем силуре Восточной Сибири.— В сб.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Маслов В. П. Карбонатные проблематики округлой формы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 155, 1955.
- Маслов В. П. Перерывы в осадконакоплении в кембро-силурийских пестроцветях юга Сибирской платформы. «Изв. АН СССР», серия геол., 1956, № 6.
- Маслов В. П. Строматолиты (их генезис, метод изучения, связь с фациями и геологическое значение на примере ордовика Сибирской платформы). Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 41, 1960.
- Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госгеолтехиздат, 1957.
- Никифорова О. И. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии ордовика и силура Сибирской платформы. Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 7, 1955.
- Никифорова О. И. и Андреева О. Н. Стратиграфия ордовика и силура Сибирской платформы и ее палеонтологическое обоснование. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 56, 1961.

- Обручев В. А. Древнепалеозойские осадочные породы р. Лены между станциями Качугской и Витимской. Зап. Вост.-Сиб. отд. РГО, вып. 1, 1892.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири (период четвертый). Изд-во АН СССР, 1937.
- Одинцов М. М. Геологический очерк Тайшет-Братского района Восточной Сибири. Матер. по геол. и пол. ископ. Вост. Сиб., вып. XVI, 1937.
- Одинцов М. М. К палеогеографии кембро-силура восточной части Иркутского амфитеатра. Тр. Иркутск. ун-та, серия геол., т. 5, вып. 1, 1950.
- Одинцов М. М. К истории развития нижнепалеозойского бассейна Иркутского амфитеатра. В сб. «Вопросы геологии Азии», т. I, Изд-во АН СССР, 1954.
- Одинцов М. М. Иркутский амфитеатр. Тр. Иркутск. ун-та, 6, вып. 1, 1954.
- Преображенский И. А. Об аутигенных минералах и минералообразовании. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 40, серия петрогр., 13, 1941.
- Преображенский П. И. Маршруты в юго-западной части Северо-Байкальского нагорья. Геол. иссл. в зап. обл. Сибири. Ленск. зол. р-н, вып. IX, 1913.
- Полонская Б. Я. О минералого-петрографических и минералого-геохимических особенностях терригенных отложений девона Куйбышевского Заволжья. — В сб.: «Минералогия и фации битуминозных свит ряда областей СССР». Изд-во АН СССР, 1962.
- Пустовалов Л. В. О терригенно-минералогических фациях. БМОИП, отд. геол., 1, XXII, № 5, 1947.
- Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. «Наука», 1964.
- Рейтлингер Е. А. Атлас микроскопических органических остатков и проблематика древних толщ Сибири. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 25, 1959.
- Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Госгеолтехиздат, 1959.
- Ржонсницкий А. Г. Заметка о следах перерыва в кембро-силурийских отложениях у с. Падунского на р. Ангаре и характере их залегания. — Зап. имп. мин. об-ва, 1911, ч. XVIII, вып. 1.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1961.
- Салоп Л. И. Геология байкальской горной страны. «Недра», 1964.
- Сачук А. Н. О возрасте илгинской свиты. «Геол. и геофиз.», 1964, № 7.
- Соболев В. С., Вартанова Н. С., Шайнюк А. И. Проблема роста граната и других метаморфических минералов в осадочных породах. Зап. Всес. мин. об-ва, 1951, т. 80, вып. 2.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. «Изв. АН СССР», серия геол., 1953, № 5.
- Страхов Н. М. О типе и генезисе доломитовых пород. — В сб.: «Типы доломитовых пород и их генезис». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 4, 1956.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I—III. Изд-во АН СССР, 1962.
- Теодорович Г. И. Доломит замещения в верхнем палеозое Урало-Волжской области. БМОИП, отд. геол., 20, № 3, 4, 1945.
- Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Гостоптехиздат, 1958.
- Теодорович Г. И. Минералого-геохимические фации и нефтепроизводящие свиты. — В сб.: «Вопросы литологии и минералогии осадочных пород». Тр. III Всес. совещ. по литол. и минер. осад. пород, 1962.
- Туголесов Д. А. К тектонике юго-восточной части Сибирской платформы. «Изв. АН СССР», серия геол., 1952, № 2.
- Уивер, Чарльз Е. Распространение смешанно-слоистых глинистых минералов и их распределение в осадочных породах. — В сб.: «Вопросы минералогии глин». ИЛ, 1962.
- Уивер, Чарльз Е. Эффект и геологическое значение «фиксации» калия набухающими глинистыми минералами, образовавшимися из мусковита, биотита,

- хлорита и вулканогенного материала.— В сб.: «Вопросы минералогии глин». ИЛ, 1962.
- Филиппченко В. В. К литологии отложений нижнего силура по трассе Тайшет — Падун. Матер. по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири, вып. XVI, 1937.
- Формозова Л. Н. Формационные типы месторождения железных руд.— В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. III. Изд-во АН СССР, 1960.
- Фролова Н. В. Геологический очерк средней части Лено-Киренгского междуречья. Очерки по геологии Сибири, вып. 18, 1955.
- Халымбаджа В. Г. О ритмичности в седиментации в нижней части среднего карбона Татарии. Матер. Первой конф. молодых научн. работников г. Казани, секция геол., 1959.
- Хорова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. Изд-во АН СССР, 1958.
- Швецов И. С. Петрография осадочных пород. Госгеолтехиздат, 1958.
- Шорохов Л. М. Геологическое строение северной части Окско-Ийского водораздела. Изв. Зап.-Сиб. геол. упр., 11, вып. 1, 1931.
- Черкесов В. Ю. Стратиграфический разрез палеозойских отложений в районе Ангарских порогов. Изв. ГГРУ, 1931₁, т. 50, вып. 60.
- Черкесов В. Ю. Основной стратиграфический разрез района верхнего течения р. Лены. Изв. ВГРО, 1931₂, т. 50, вып. 63.
- Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла. Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 3.
- Яржемский Я. Я. К минералогическому составу верхоленского (См₃) и усть-кутского (S₁) горизонтов Ангаро-Илимо-Ленского района. Тр. Вост.-Сиб. геол. тр., вып. 12, 1935.
- Ячевский Л. Геологические исследования в северной части Канского округа и в полосе железной дороги между Нижнеудинском и с. Кимельтейским. Геол. иссл. и разв. работ по линии Сиб. ж. д., вып. III, 1896.
- Bond G. Outgrowth on zircon from Southern Rhodesia. Geol. mag., v. 85, 1948.
- Butterfield J. A. Outgrowth of zircon. Geol. mag., v. 73, 1936.
- Cloud P. E. Physical limits of glauconite formation. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., v. 39, 1955.
- Gruner J. W. The structural relationship of glauconite and mica. Am. min., v. 20, 1935.
- Krynin P. D. The tourmaline group in sediments. J. Geol., v. 54, № 11—12, 1946.
- Pettijohn F. J. Sedimentary Rocks, N. Y., 1957.
-

ПРИЛОЖЕНИЯ

ТАБЛИЦА I

1. Замещение зерен глауконита кальцитом в известковом глауконитовом песчанике. Усть-кутская свита, р. Чуна. Ув. 64×, николи +.

2. Регенерация зерен карбоната. Усть-кутская свита, р. Илим. Ув. 160×. Кальцит—0,25%; доломит — 36,95%; н.о.— 56,52%.

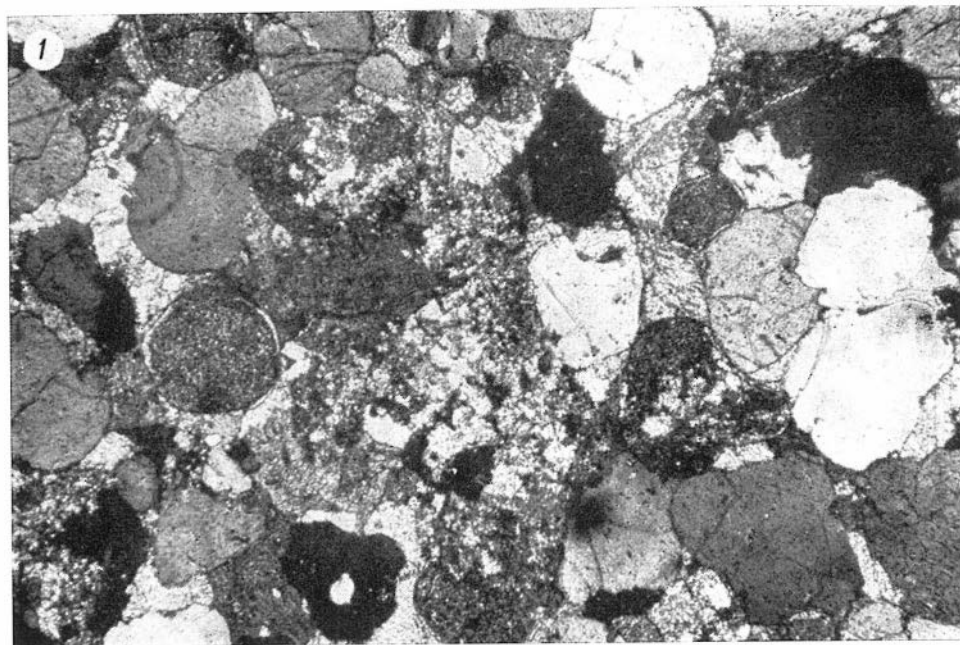


ТАБЛИЦА II

1. Песчаник с контактовым цементом. Усть-кутская свита, р. Лена. Ув. $64\times$, николи +.

2. Песчаник кварцевый мелко-среднезернистый. Цемент известковый и кварцевый регенерационный. Чуньский ярус, р. Орленга. Ув. $64\times$, николи +.

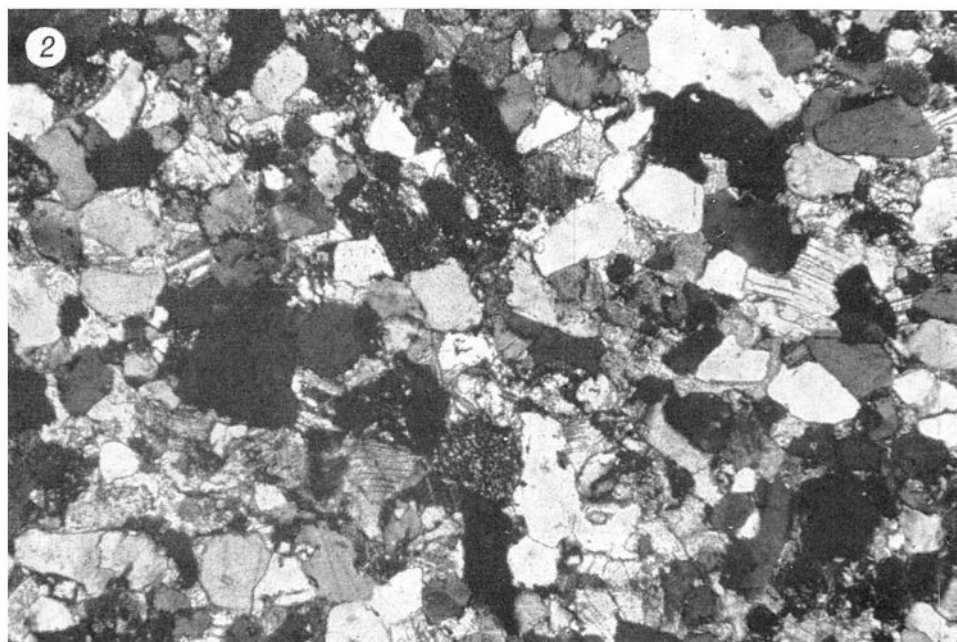
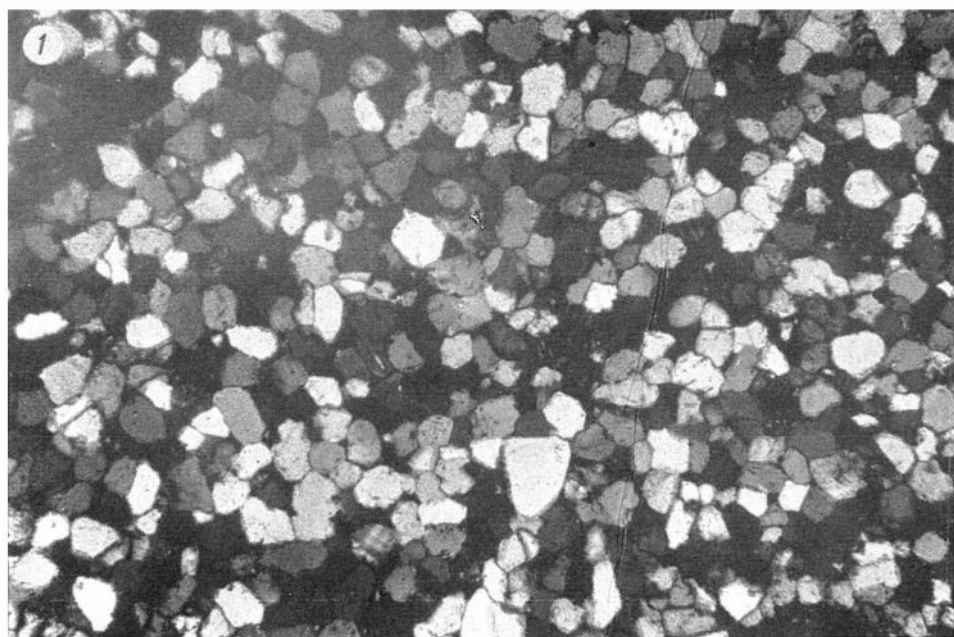


ТАБЛИЦА III

1. Песчаник полимиктовый. Бадарановская свита, р. Би-рюса. Ув. $64\times$, николи $+$.

2. Песчаник полевошатово-кварцевый, мелко-среднезернистый; цемент известково-гидрослюдистый. Ийская свита, р. Чуна. Ув. $64\times$, николи $+$.

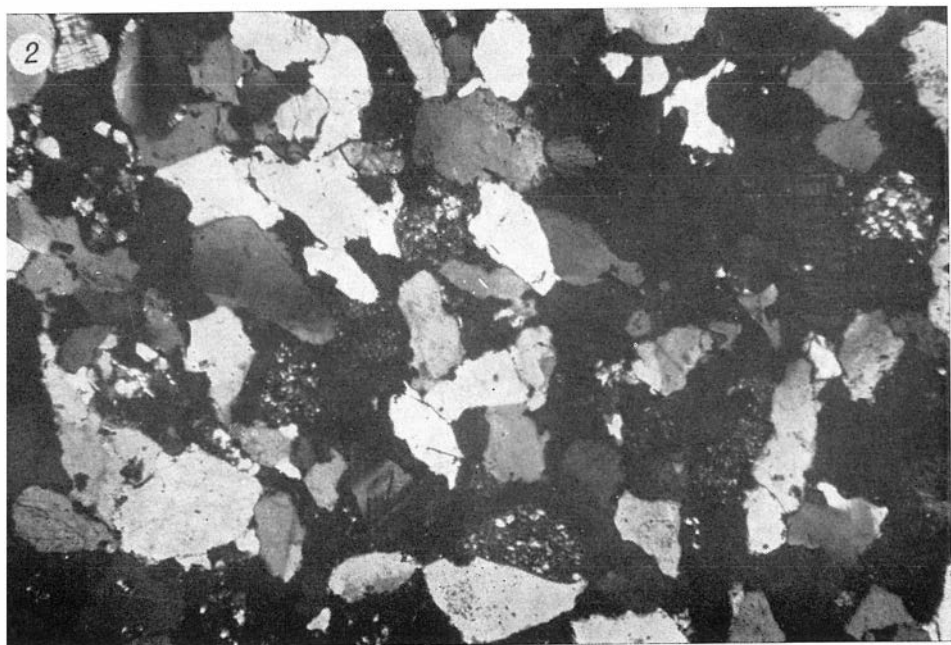
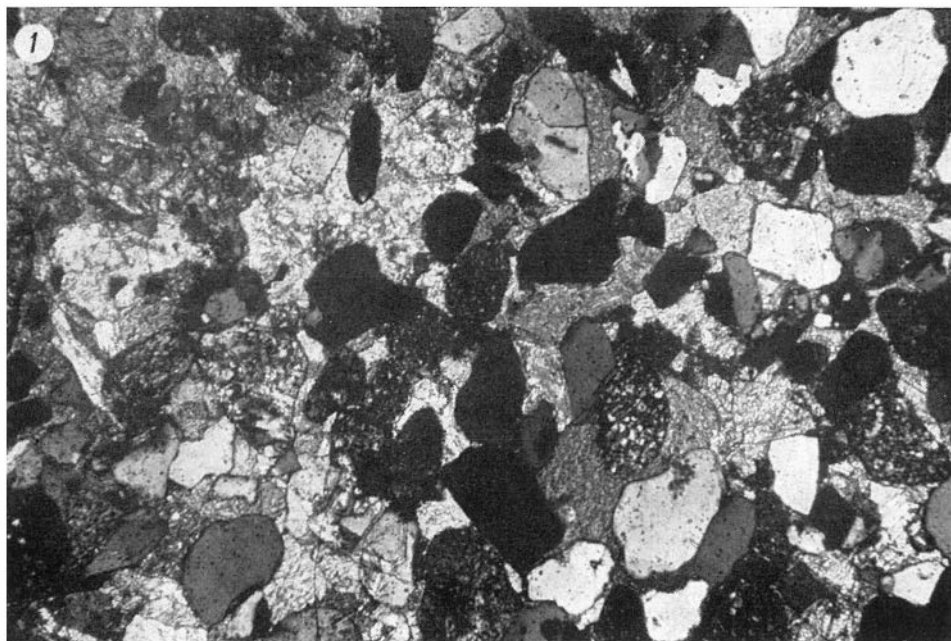


ТАБЛИЦА IV

1. Песчаник полевошпатово-кварцевый мелкозернистый; цемент известковый мозаичный. Ийская свита, р. Чуна. Ув. $64 \times$, николи $+$.

2. Песчаник полевошпатово-кварцевый, цемент гипсовый и известковый пойкилитовый. Ийская свита, р. Чуна. Ув. $64 \times$, николи $+$.

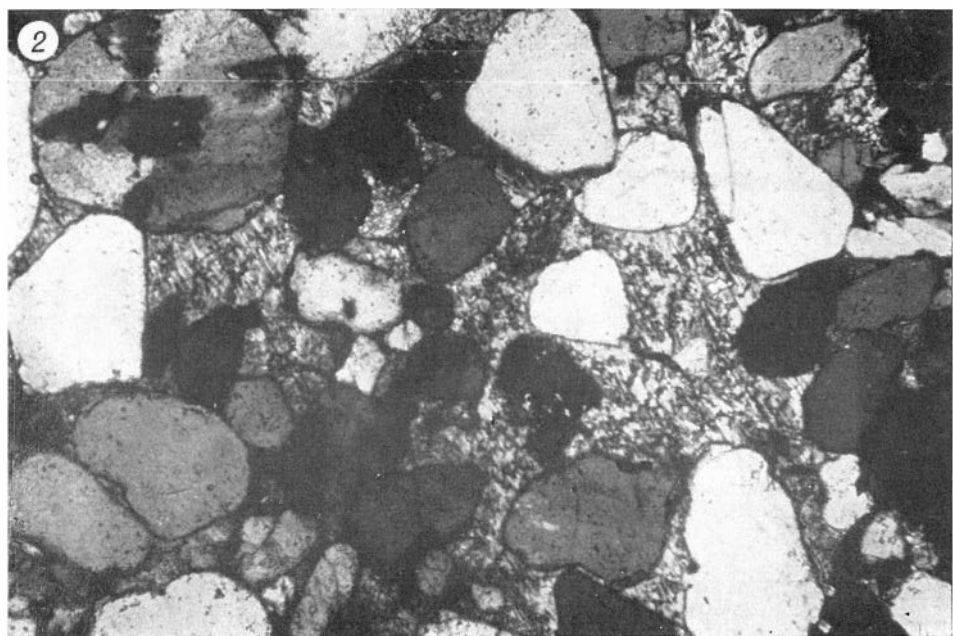
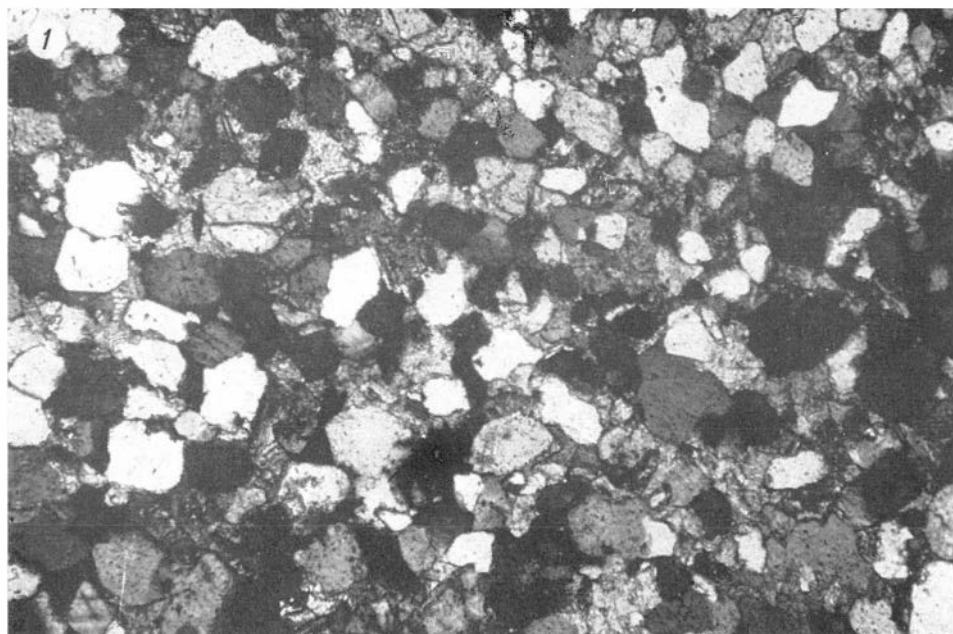


ТАБЛИЦА V

1. Песчаник кварцевый; цемент известковый базальный мозаичный или пойкилитовый. Криволуцкая свита, р. Лена. Ув. 64 $\times$, николи +.

2. Окатанные зерна песчанистого фосфорита в песчаниках криволуцкого яруса. Мамырская свита, р. Илим. Ув. 64 $\times$, николи +.

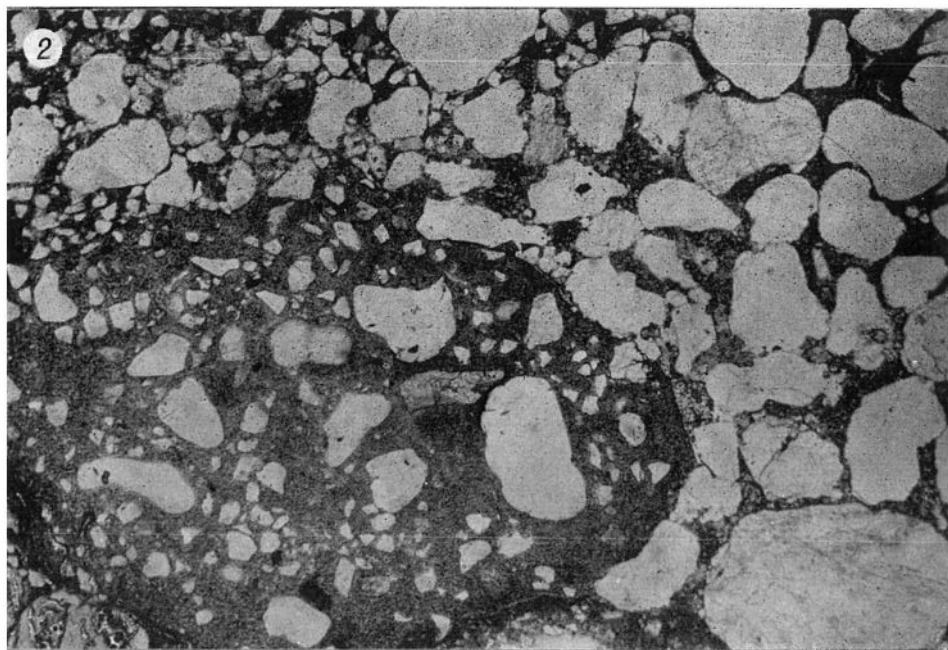
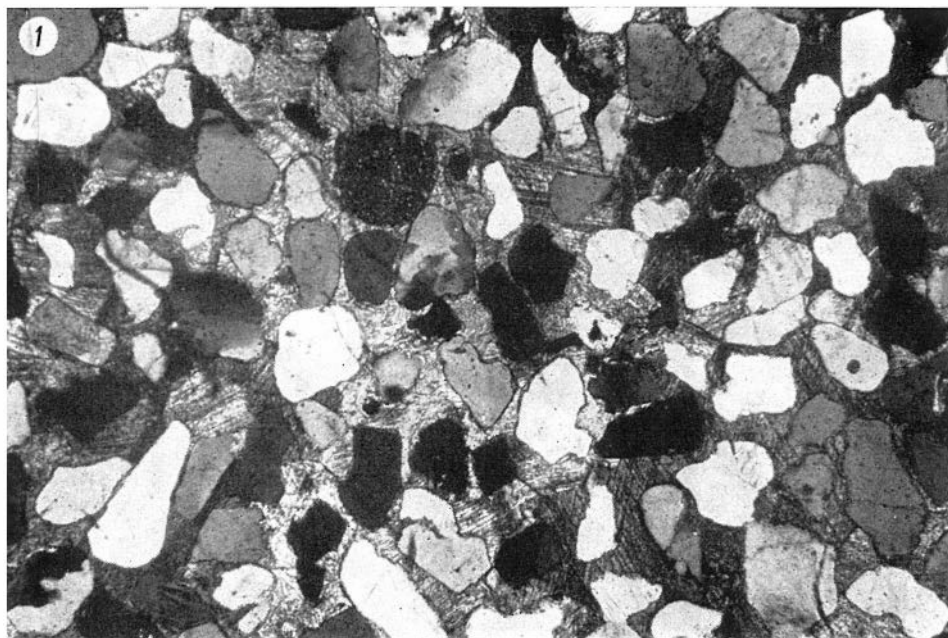


ТАБЛИЦА VI

1. Окатанное зерно алевритового фосфорита в песчаниках криволуцкой свиты, р. Лена. Ув. 30 $\times$, николи +.

2. Кварцевый регенерационный цемент в песчаниках криволуцкой свиты, р. Лена. Ув. 64 $\times$, николи +.

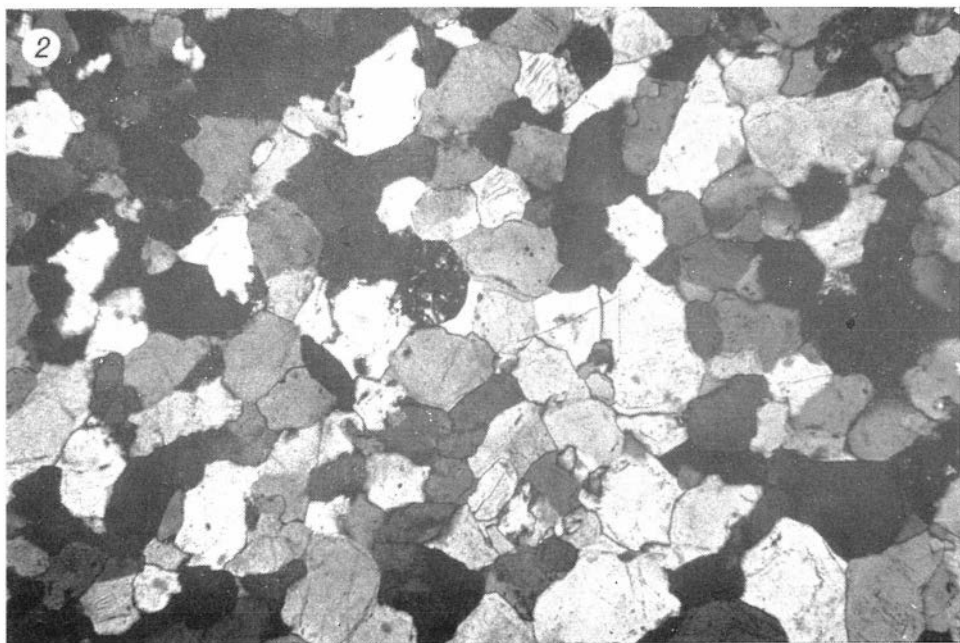
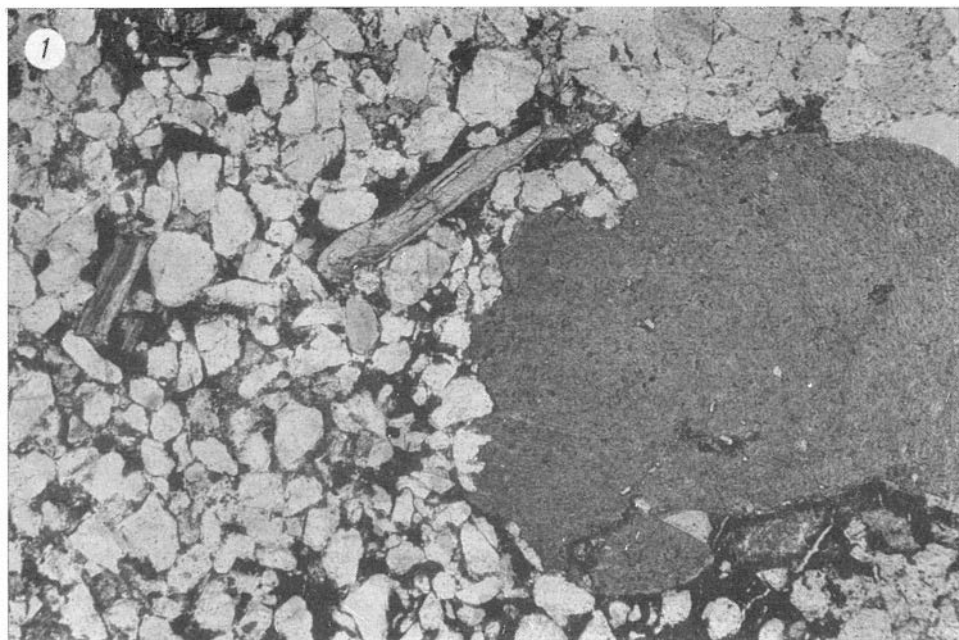


ТАБЛИЦА VII

1. Регенерация зерен кварца с восстановлением в отдельных зернах кристаллографических форм. Чертовская свита, р. Лена. Ув. 64 $\times$, николи $+$.

2. Песчаники с гематитовым цементом. Криволуцкая свита, р. Лена. Ув. 64 $\times$, николь 1.

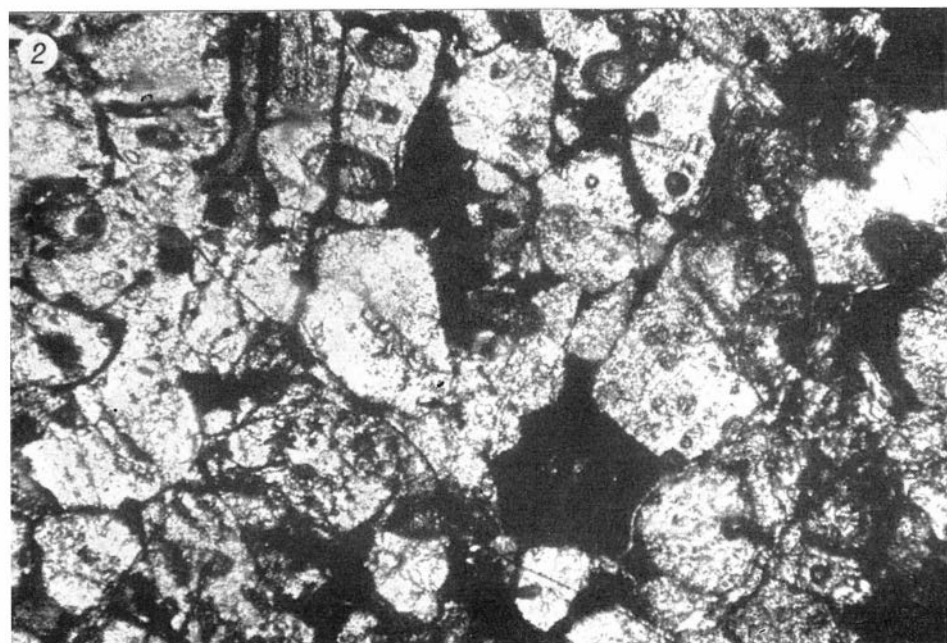
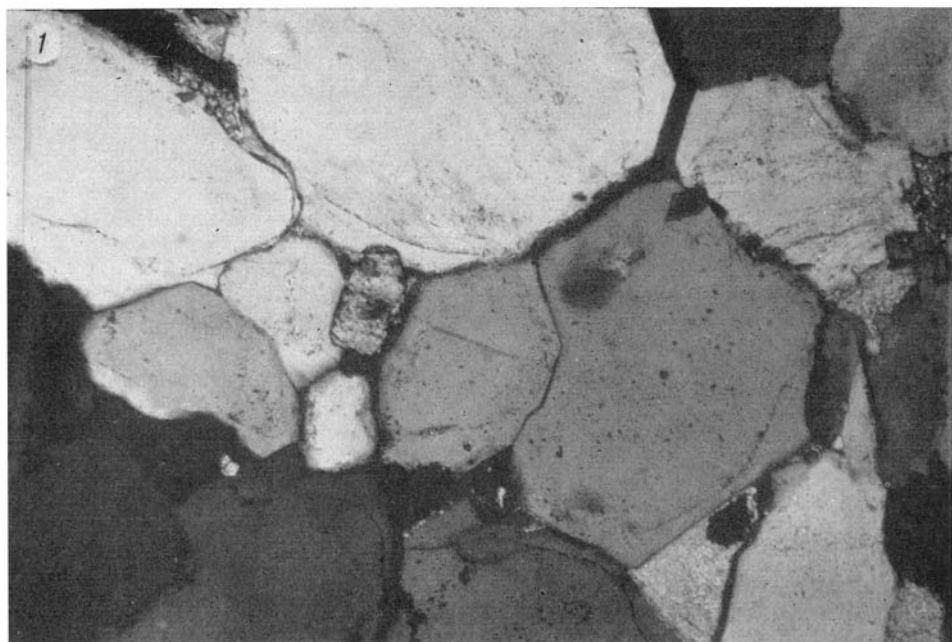


ТАБЛИЦА VIII

1. Песчаник полевошпатово-кварцевый. Братская свита,
р. Бирюса. Ув. 160 $\times$, николи +.
2. Каолинитовый цемент в песчанике. Братская свита,
р. Бирюса. Ув. 160 $\times$, николи +.

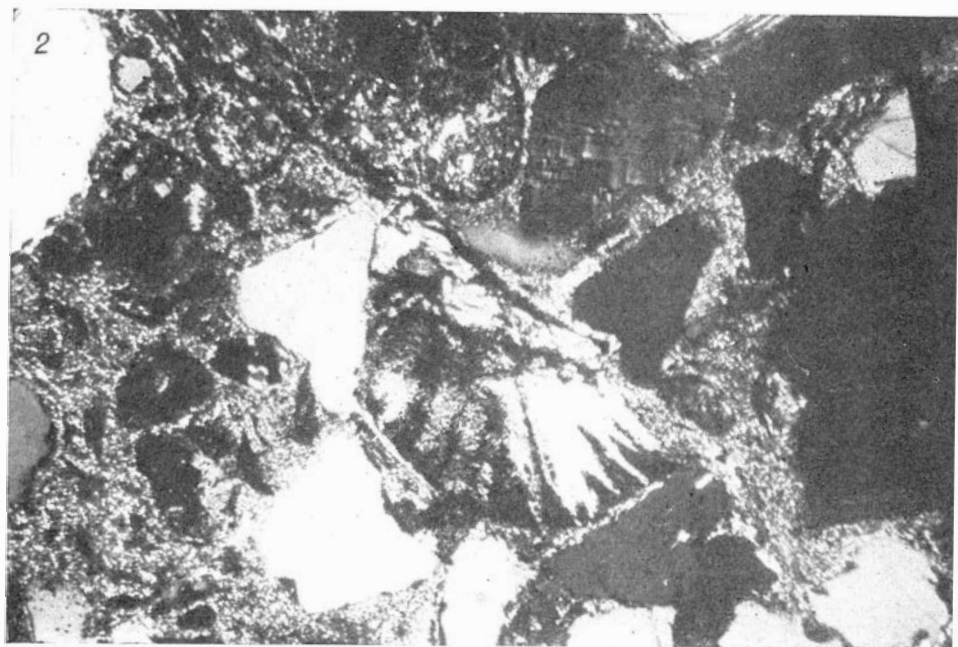
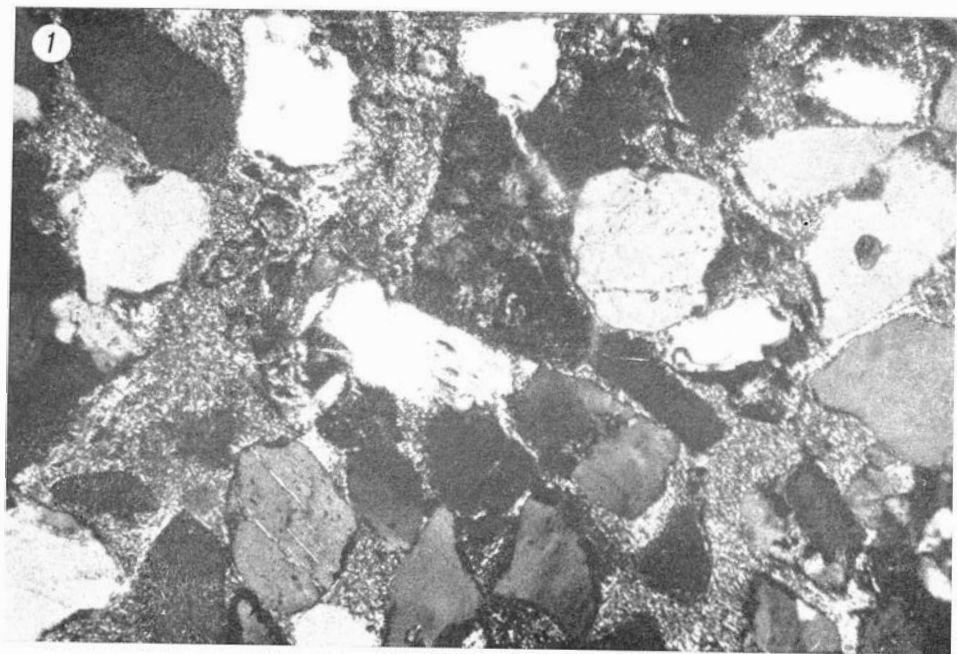


ТАБЛИЦА IX

1. Песчаник кварцевый. Кежемская свита, р. Илим. Ув. 64 $\times$, николи $+$.

2. Регенерация нерешетчатых калиевых полевых шпатов в песчаниках. Кежемская свита, р. Чуна. Ув. 160 $\times$, николи $+$.

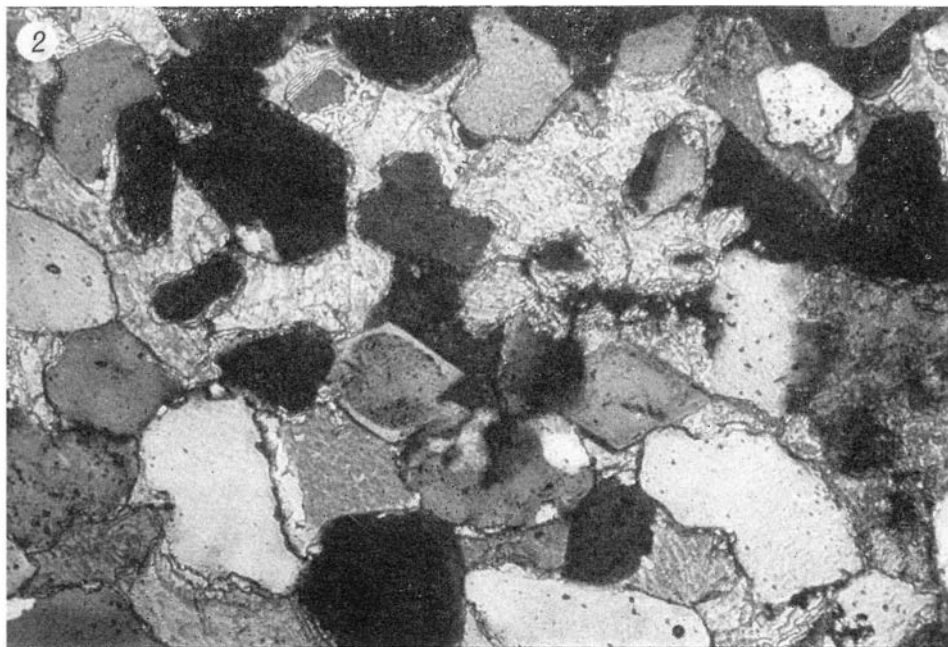
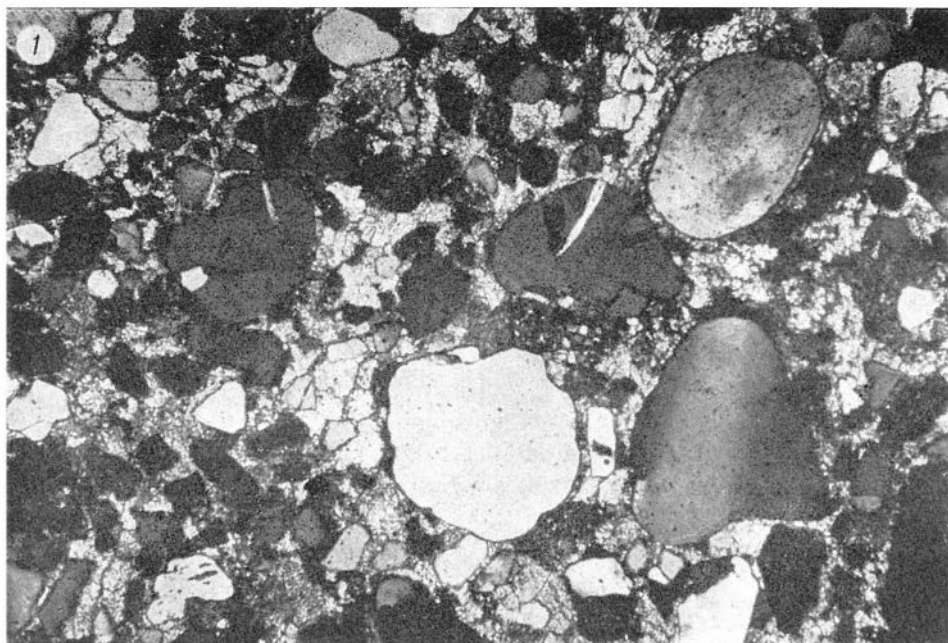


ТАБЛИЦА X

1. Регенерация микроклина в песчаниках. Кежемская свита, р. Чуна. Ув. 160 $\times$, николи +.

2. Коррозия регенерационных каевок полевых шпатов в песчаниках. Кежемская свита, р. Чуна. Ув. 160 $\times$, николи +.

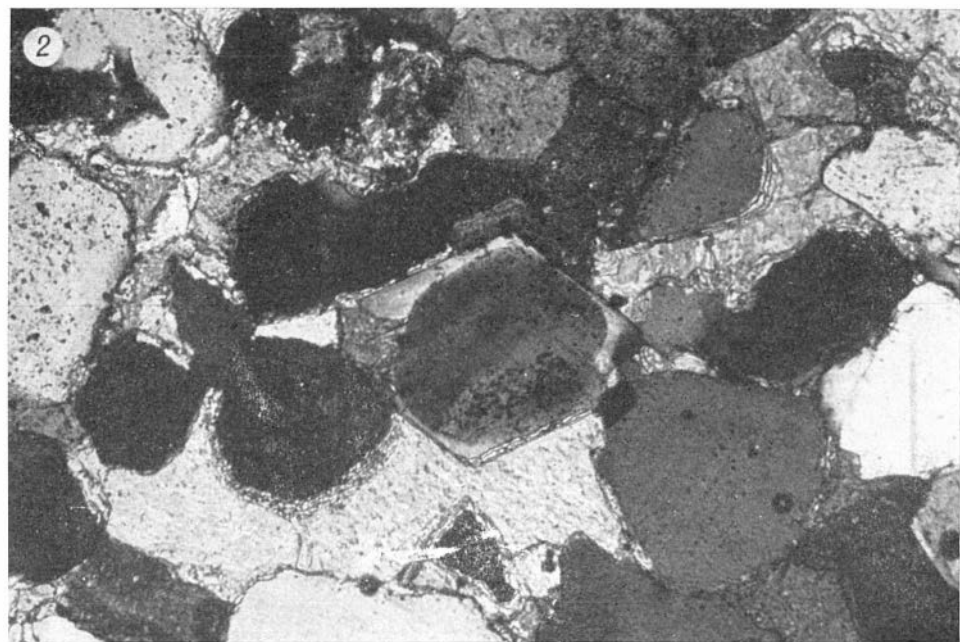
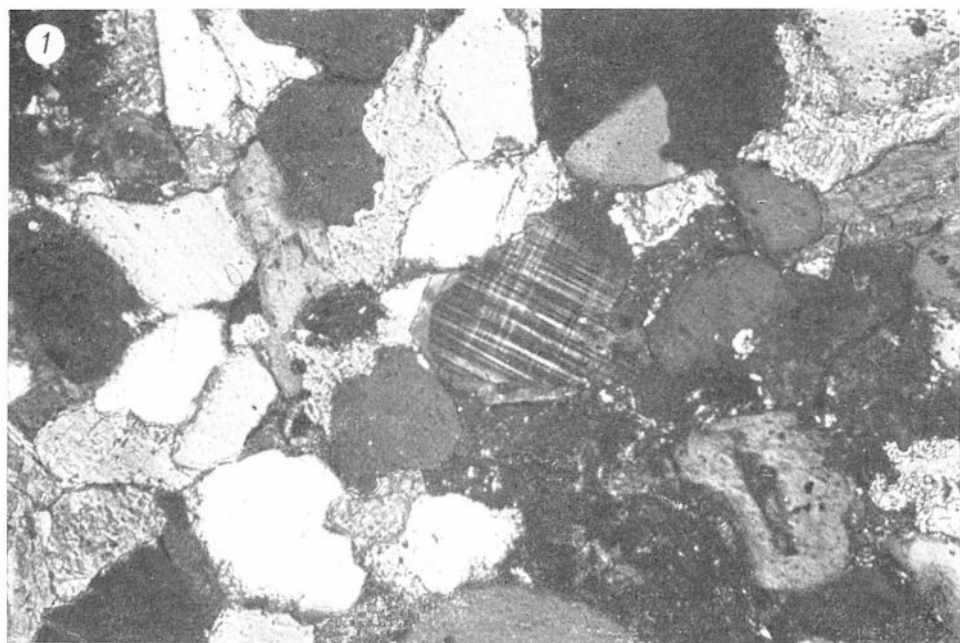


ТАБЛИЦА XI

1. Аргиллит доломитовый. Усть-кутская свита, р. Орленга. Ув. 64 $\times$, николи $+$.

2. Алевролит с примесью песчаных зерен. Усть-кутская свита, р. Таюра. Ув. 64 $\times$, николи $+$.

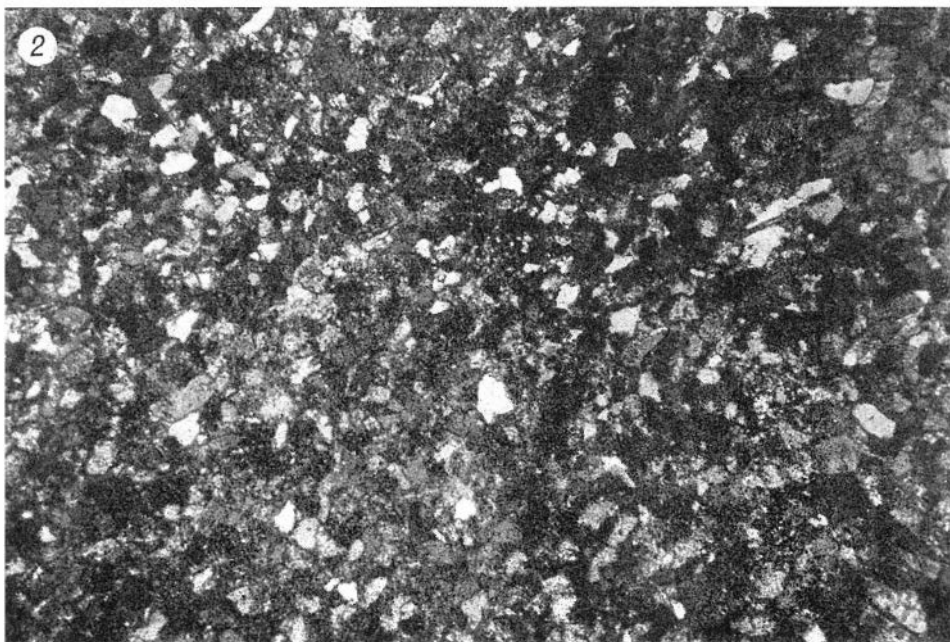
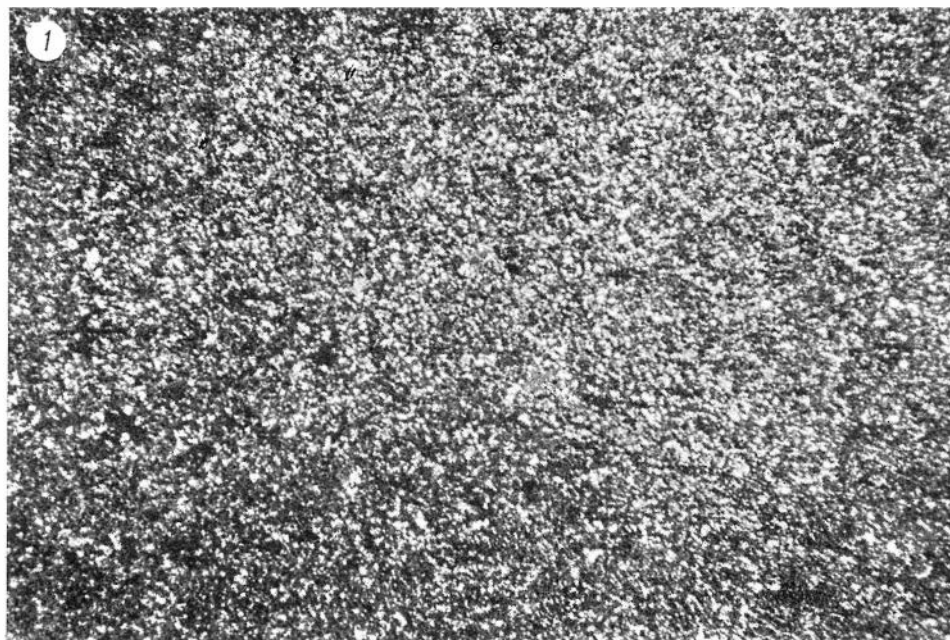


ТАБЛИЦА XII

1. Алевролит кварцево-слюдистый. Бадарановская свита,
р. Чуна. Ув. 64 $\times$, николи $+$.
2. Аргиллит гидрослюдистый. Бадарановская свита,
р. Чуна. Ув. 30 $\times$, николи $+$.

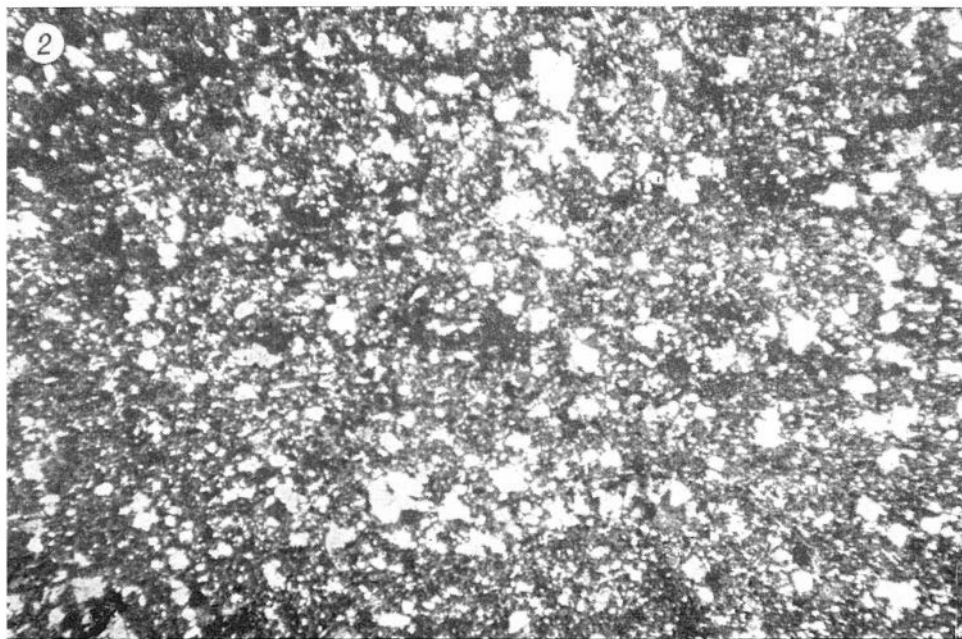
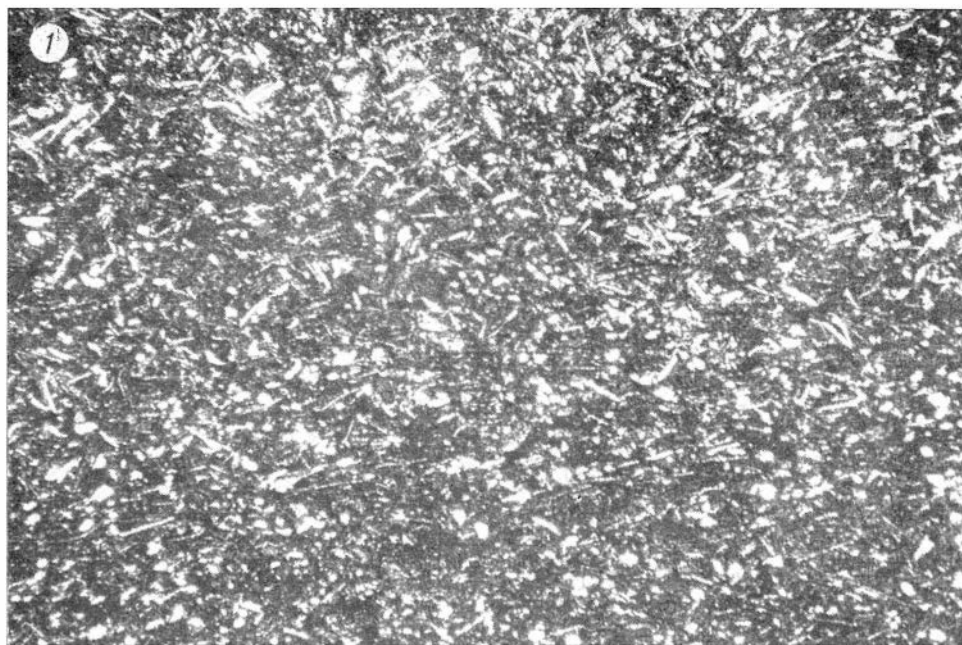


ТАБЛИЦА XIII

1. Алевролит с обломками раковин. Нижняя часть криво-
луцкой свиты, р. Лена. Ув. 64 $\times$, николи +.

2. Аргиллит. Чертовская свита, р. Лена. Ув. 64 $\times$, ни-
коли +.

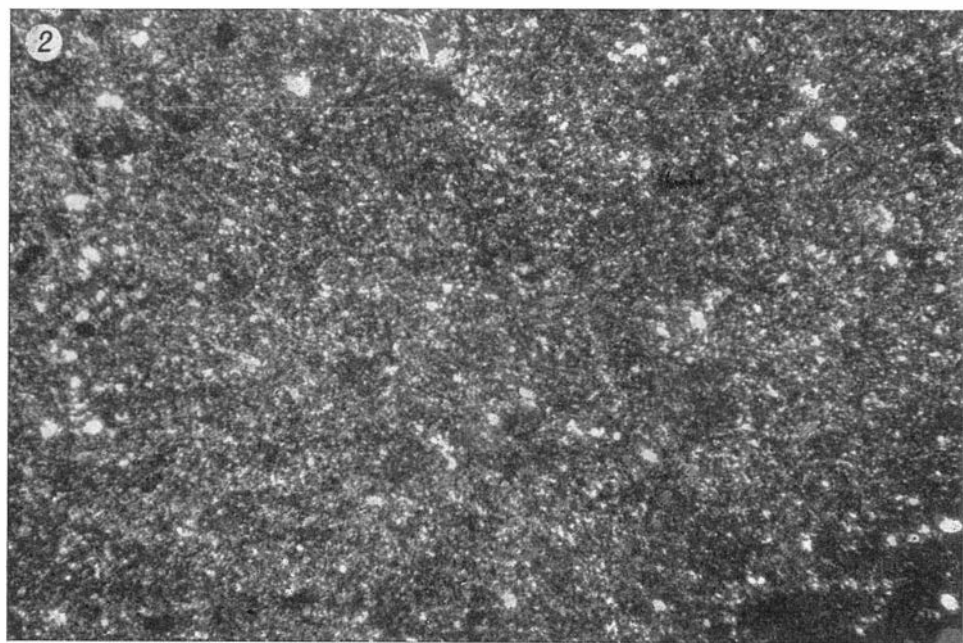


ТАБЛИЦА XIV

1. Известняки оолитовые. Усть-кутская свита, р. Ангара. Ув. 30 $\times$, николь 1. Кальцит — 67,12%; доломит — 17,85%; н. о. — 12,96%.

2. Гипсово-карбонатный цемент в алевролитах. Братская свита, р. Чуна. Ув. 64 $\times$, николи +.

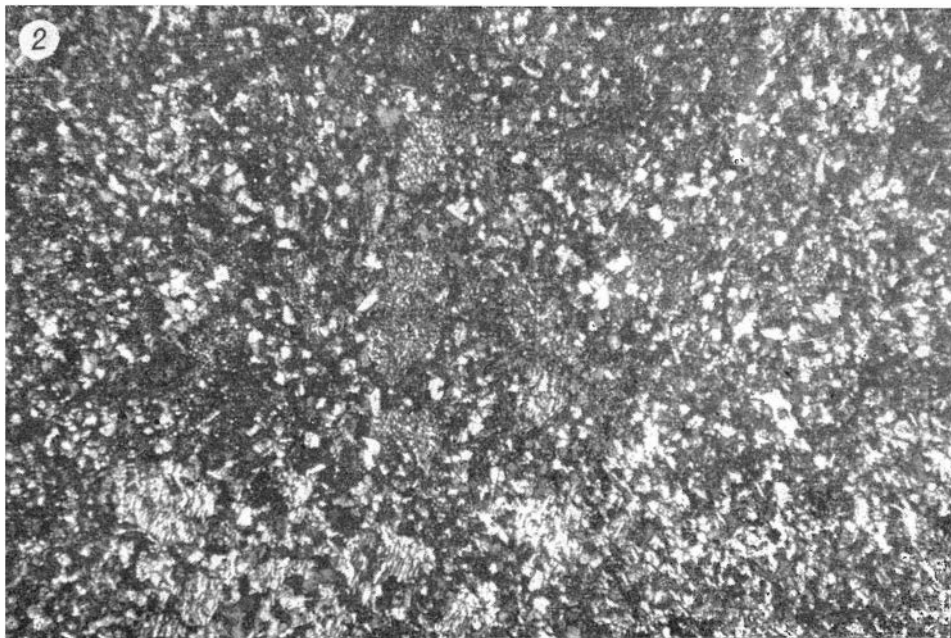
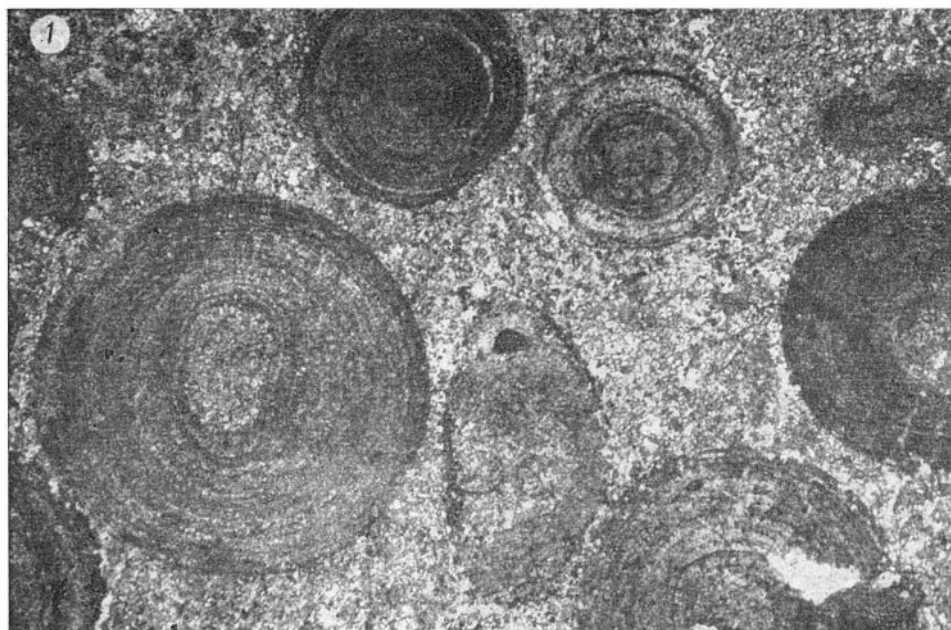


ТАБЛИЦА XV

1. Структура растворения и взаимного проникновения оолитов. Усть-кутская свита, р. Орленга. Ув. $64\times$, николь 1.

2. Известняк оолитовый (участками) с пойкилитовой структурой цемента. Усть-кутская свита, средний макроритм, р. Таяра. Ув. $64\times$, николи $+$. CaCO_3 — 94,19%; н. о. — 6,95%.

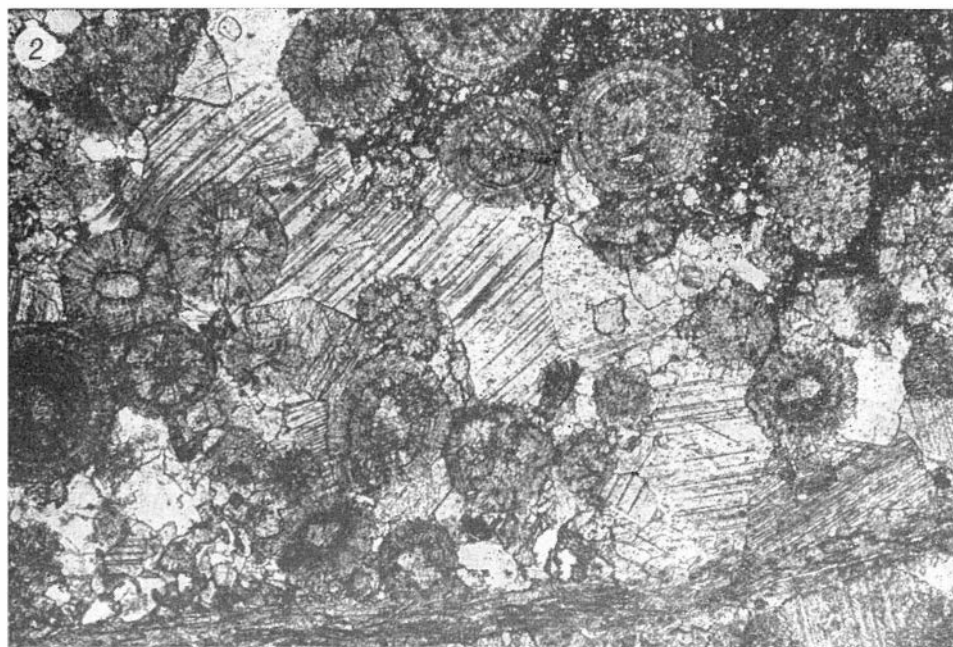
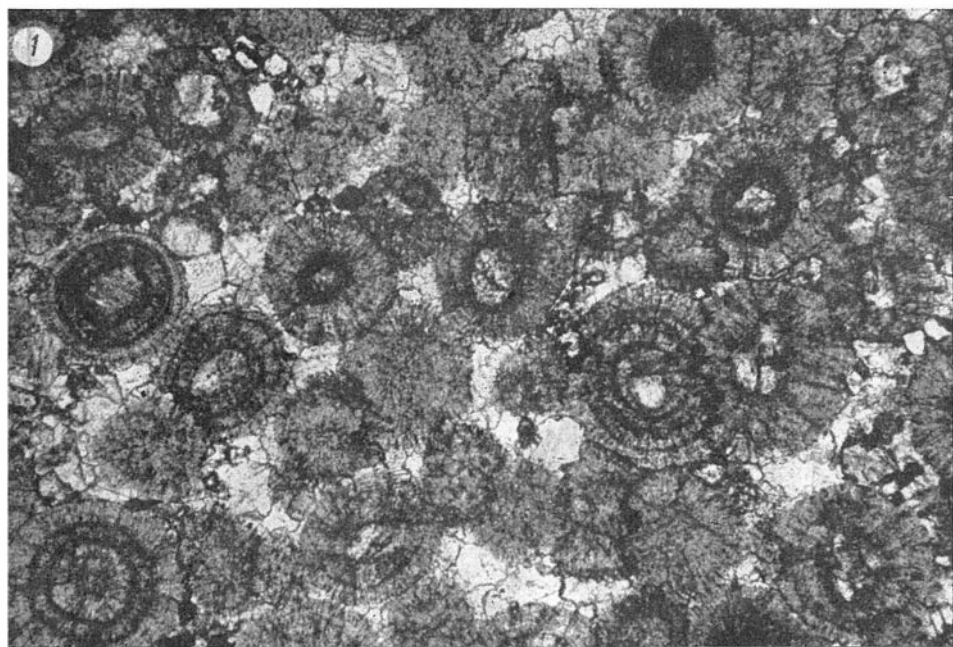


ТАБЛИЦА XVI

1. Известняк оолитовый перекристаллизованный, с регенерационным цементом. Усть-кутская свита, нижний макроритм, р. Орленга. Ув. $64\times$, николь 1. Кальцит — 88,91%; доломит — 2,89%; н. о. — 6,50%.

2. Сферолитовая текстура известняков. Усть-кутская свита, р. Ангара. Ув. $64\times$, никели +. CaCO_3 — 93,53%; н. о. — 2,34%.

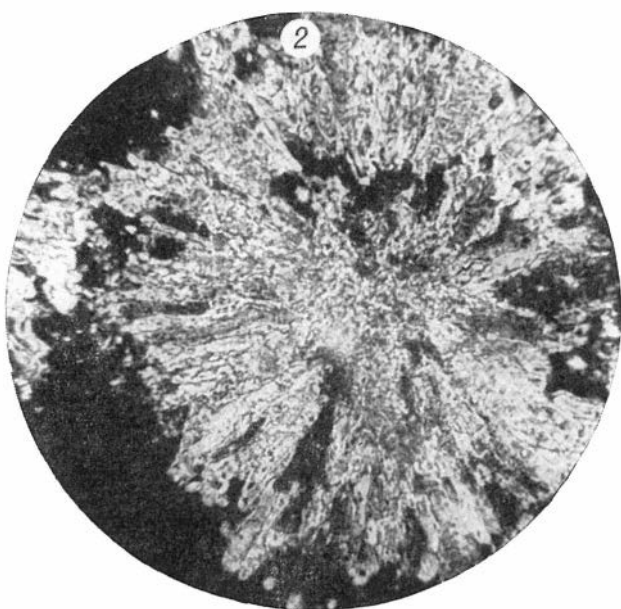
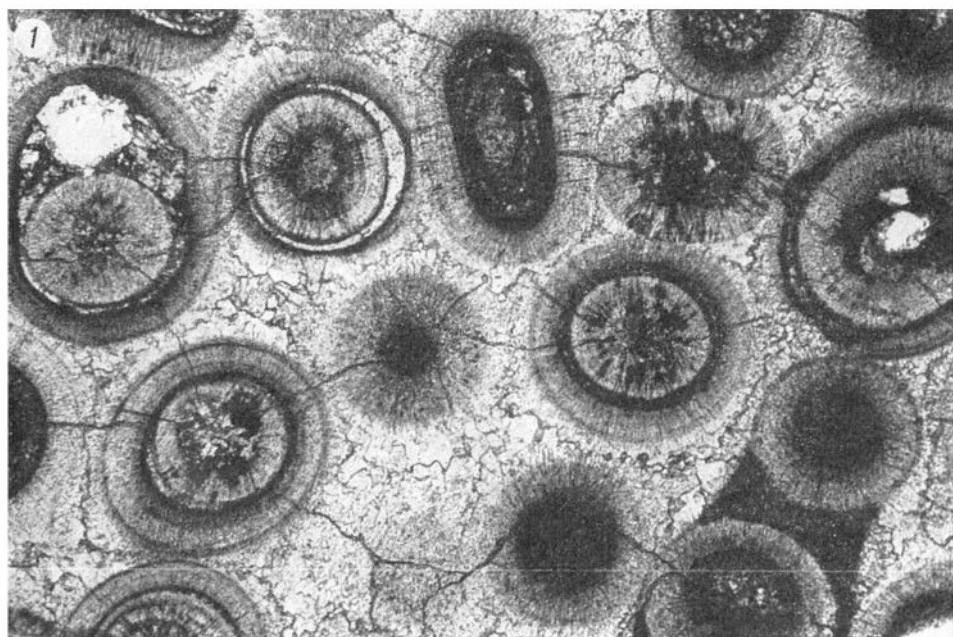


ТАБЛИЦА XVII

1. Перекристаллизация оолитов. Внешняя каемка оолитов выполнена глауконитом. Усть-кутская свита, р. Чуна. Ув. 64 $\times$, николи +.

2. Известняк псевдолитовый перекристаллизированный, песчаный. Усть-кутская свита, нижний макроритм, р. Орленга. Ув. 23 $\times$, николь 1. Кальцит — 77,23%; доломит — 4,85%; н. о. — 16,78%.

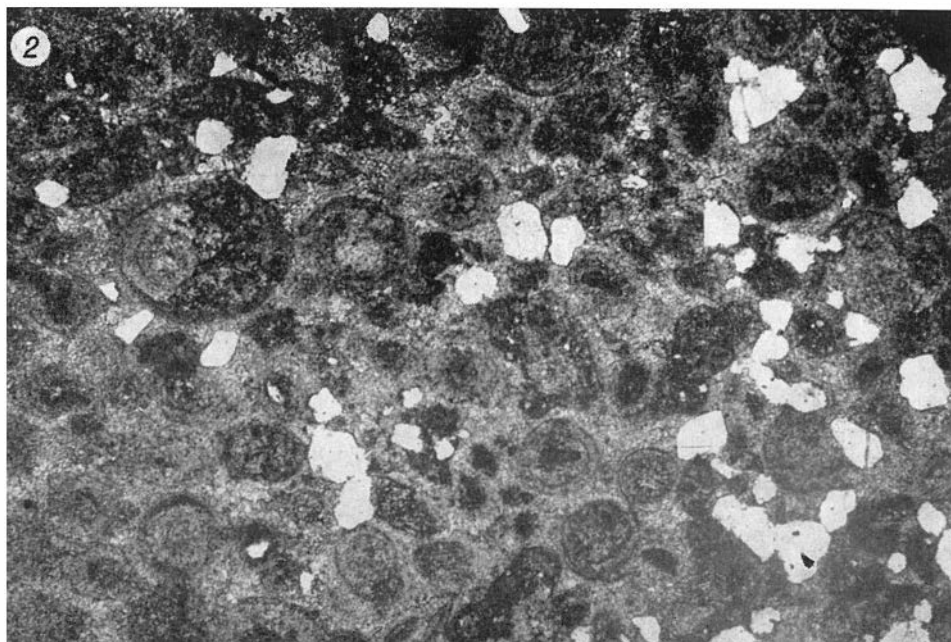
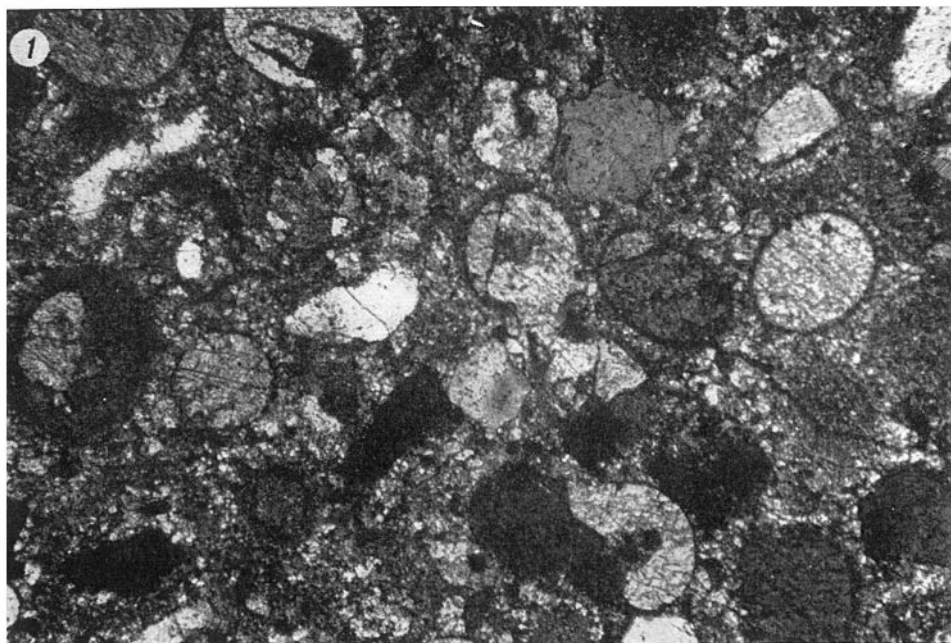


ТАБЛИЦА XVIII

1. Перекристаллизованные оолитовые доломиты. Четкой границы между оолитами и цементом не наблюдается. Усть-кутская свита, р. Илим. Ув. $64\times$, николь 1. Кальцит — 3,84%, доломит, 85,38%; н. о. — 8,60%.

2. Перекристаллизованные оолитоподобные доломиты с четко ограниченными оолитами. Усть-кутская свита, р. Лена. Ув. $64\times$, николи +. Доломит — 93,77%; н. о. — 8,20%.

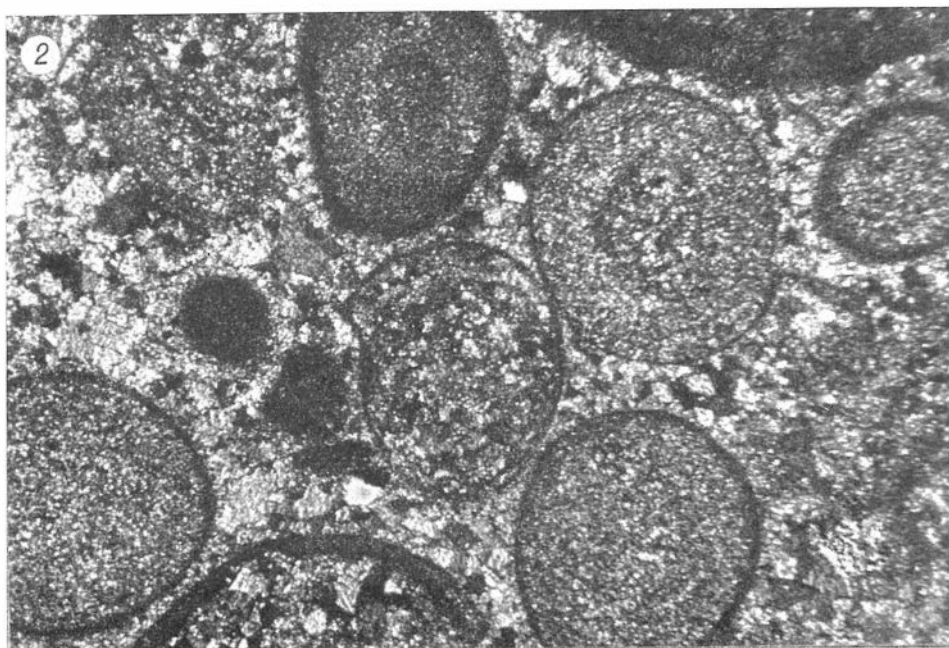
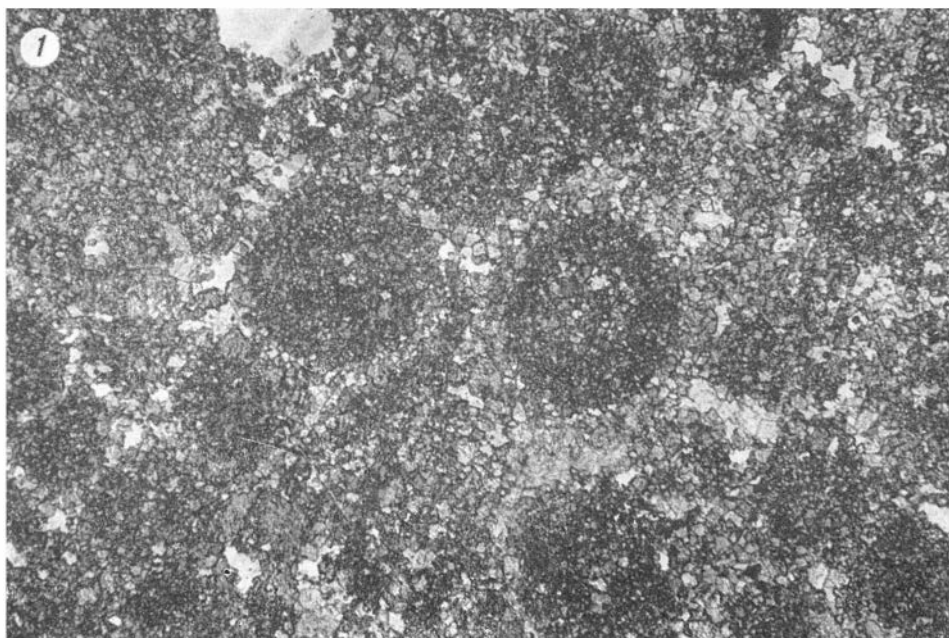


ТАБЛИЦА XIX

1. Водорослевый тонко- и микрозернистый известняк. Усть-кутская свита, нижний макроритм, р. Орленга. Ув. 23 $\times$, николь 1. Кальцит — 76,65%; доломит — 3,11%; н. о. — 15,61%.

2. Водорослевый доломит. Усть-кутская свита, нижний макроритм, р. Лена. Ув. 64 $\times$, николь +. Кальцит — 8,69%; доломит — 82,79%; н. о. — 5,88%.

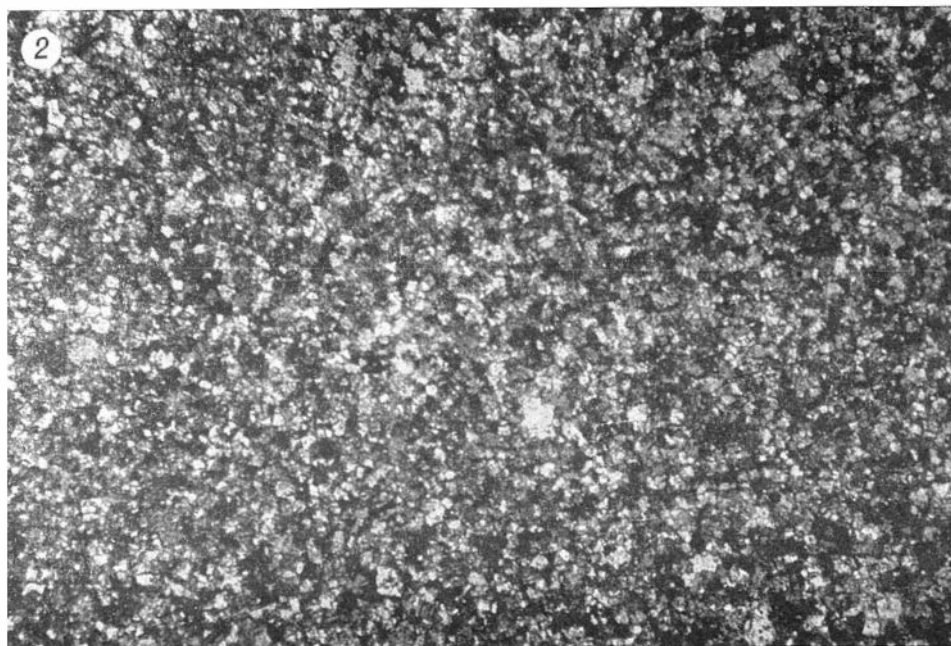
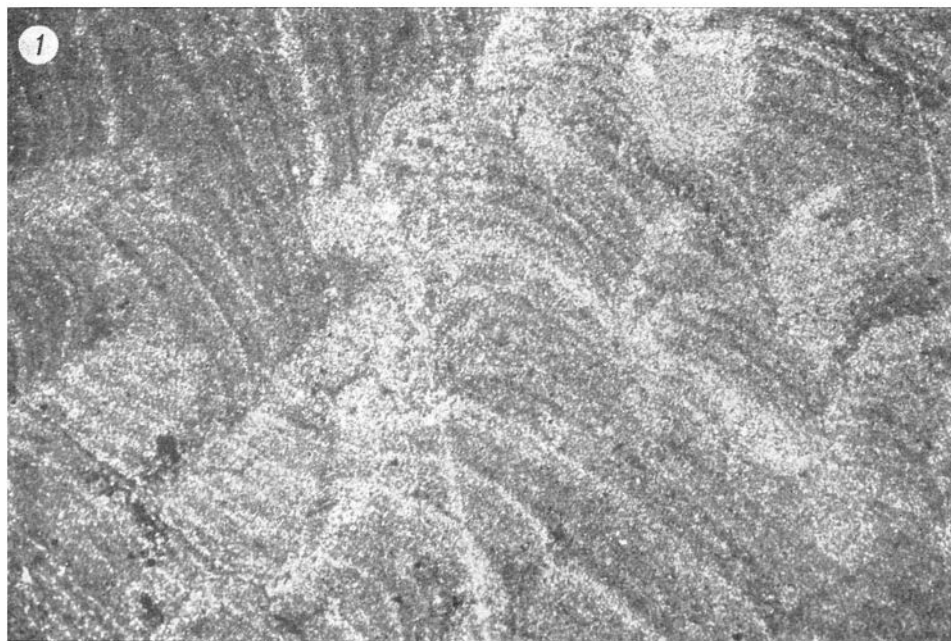


ТАБЛИЦА XX

1. Порфиробластовый доломитовый известняк. Усть-кутская свита. Ангари-Илимское междуречье. Ув. 64 ×, николь 1. Темное — кальцит, светлое — доломит. Шлиф обработан AgNO_3 и K_2CrO_4 . Кальцит — 48,81%; доломит — 46,7%; н. о. — 0,6%.

2. Седиментационный песчаный известняк. Усть-кутская свита, р. Окунайка. Ув. 64 ×, николи +. Кальцит — 56,22%; доломит — 7,30%; н. о. — 34,70%.

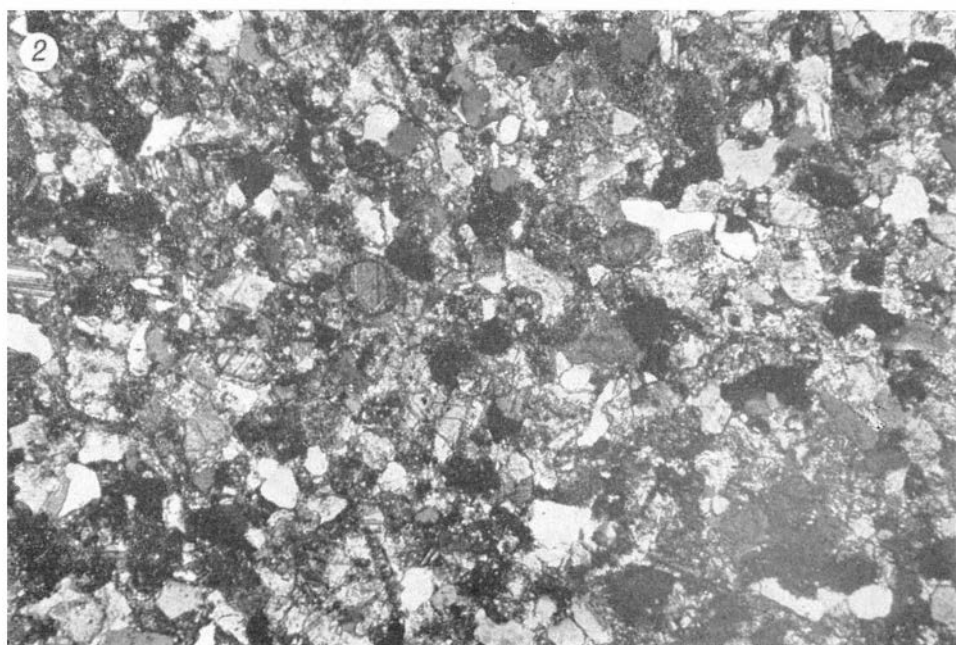
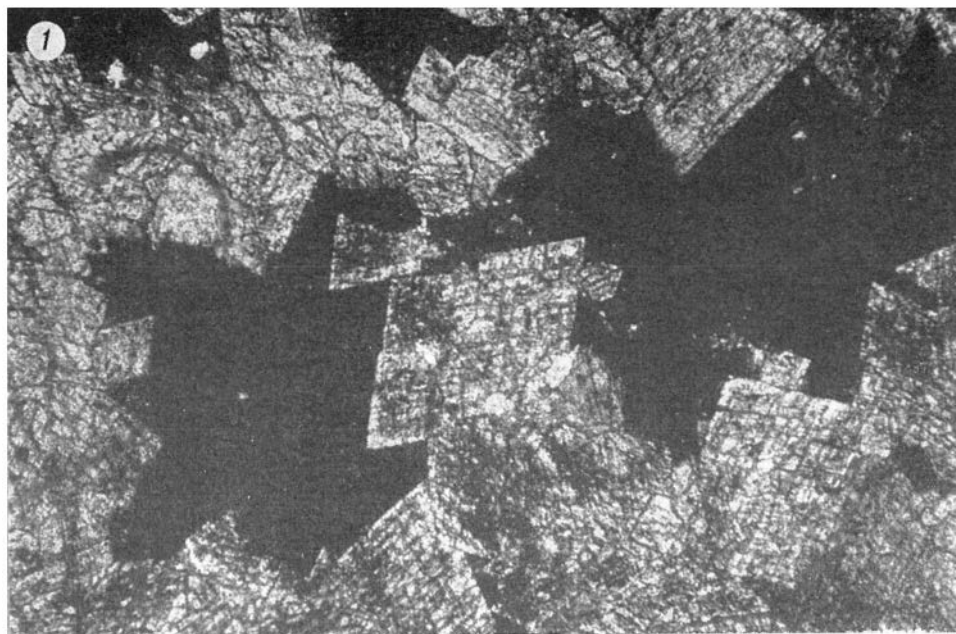


ТАБЛИЦА XXI

1. Седиментационный алевритовый известняк. Усть-кутская свита, р. Окунайка. Ув. 64 ×, николь 1. Кальцит — 80,57%; доломит — 2,51%; н. о. — 13,43%.

2. Известняк доломитовый сгустковый. Слагается сгустками микрозернистого кальцита неправильной формы; пространство между сгустками выполнено тонко- и микрозернистым кальцитом и доломитом. Усть-кутская свита, р. Орленга. Ув. 23 ×, николь 1. Кальцит — 49,17%, доломит — 26,60%; н. о. — 21,97%.

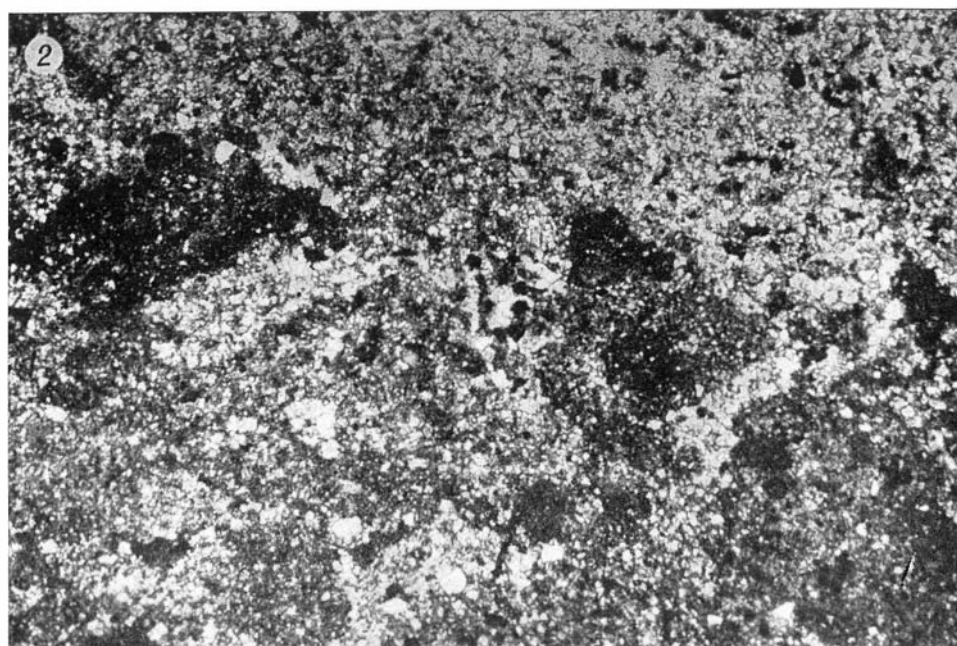
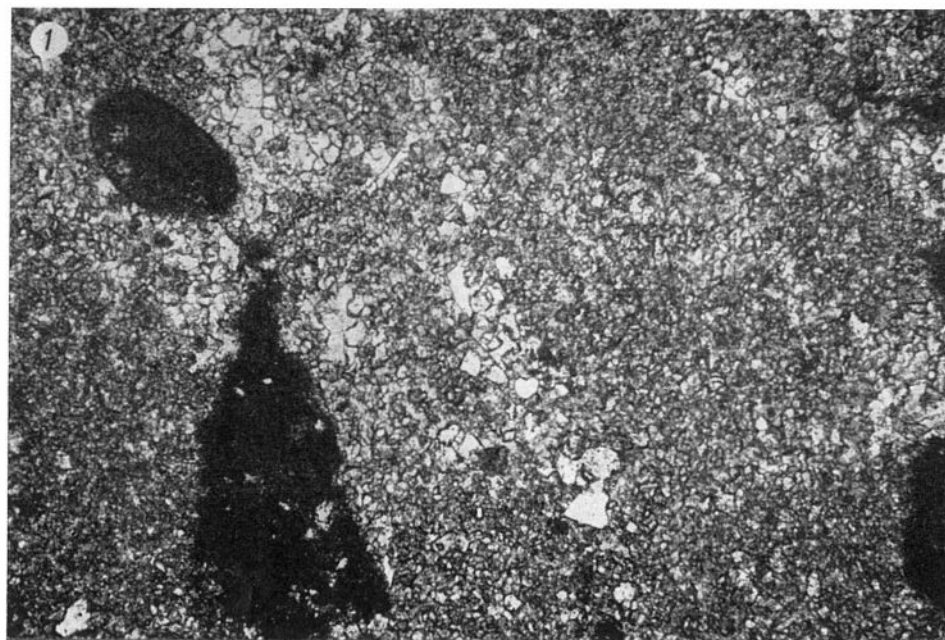


ТАБЛИЦА XXII

1. Участок тонкозернистого доломита в доломитовом песчанике. Усть-кутская свита, р. Илим. Ув. 64 ×, николь 1.

2. Доломит сгустковый. Усть-кутская свита, р. Илим. Ув. 64 ×, николи +. Кальцит — 6,29%; доломит — 79,55%; н. о. — 10,44%.

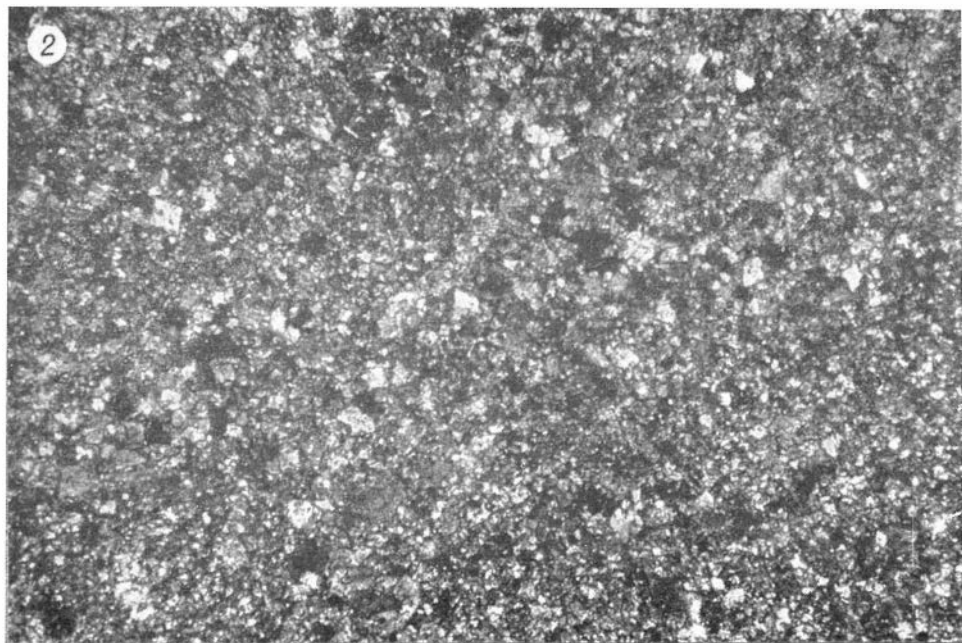
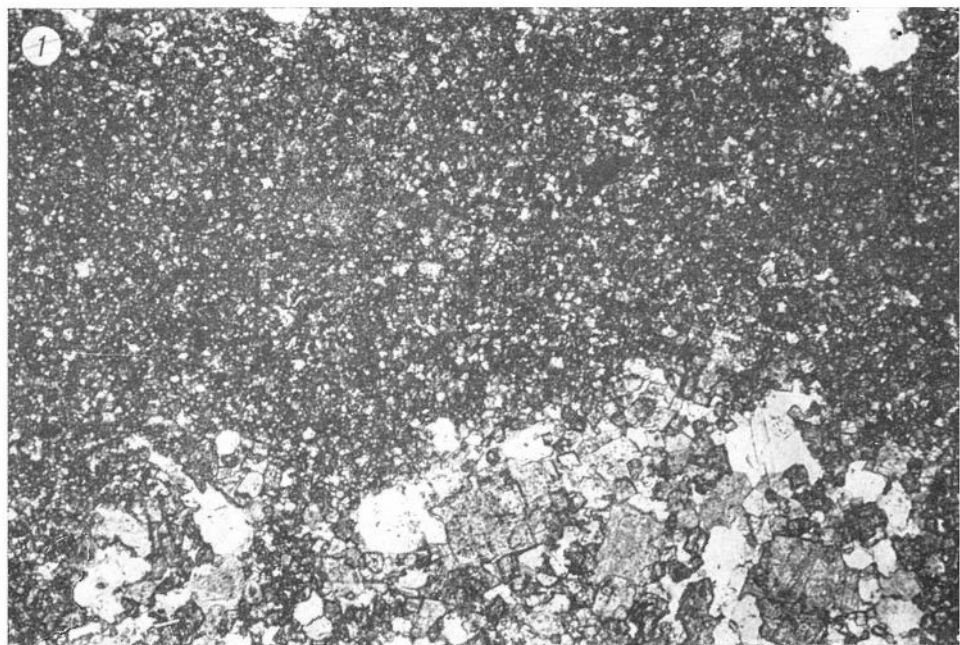


ТАБЛИЦА XXIII

1. Седиментационный песчаный доломит с плохо отсортированной песчаной составляющей. Усть-кутская свита, р. Чуна. Ув. $64\times$, николи +. Кальцит — 4,43%; доломит — 58,42%; н. о. — 37,69%.

2. Новообразование кристалла кальцита путем метасоматического замещения доломита. Усть-кутская свита, р. Илим. Ув. $64\times$, николи +. Кальцит — 5,95%; доломит — 83,49%; н. о. — 10,08%.

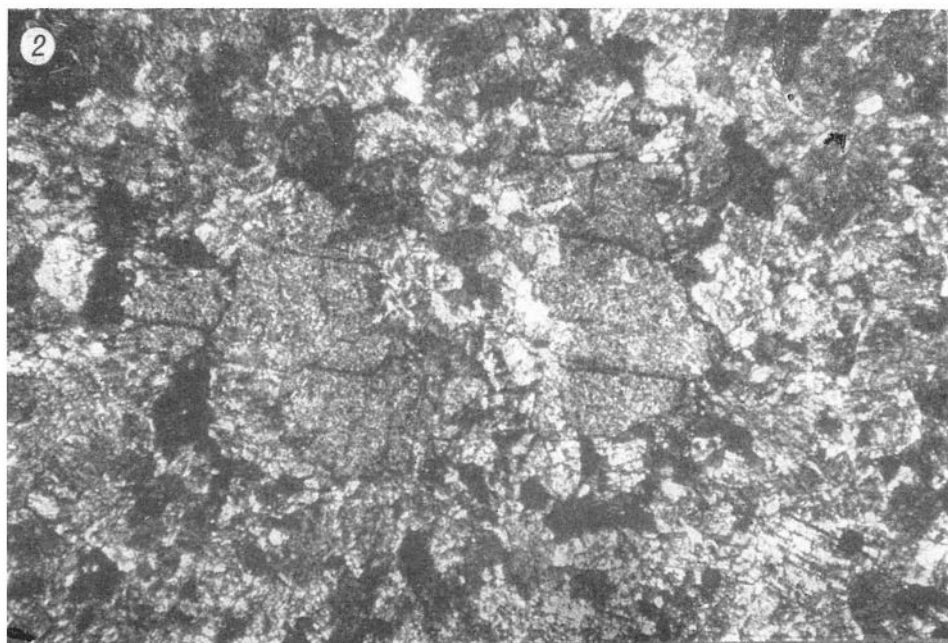
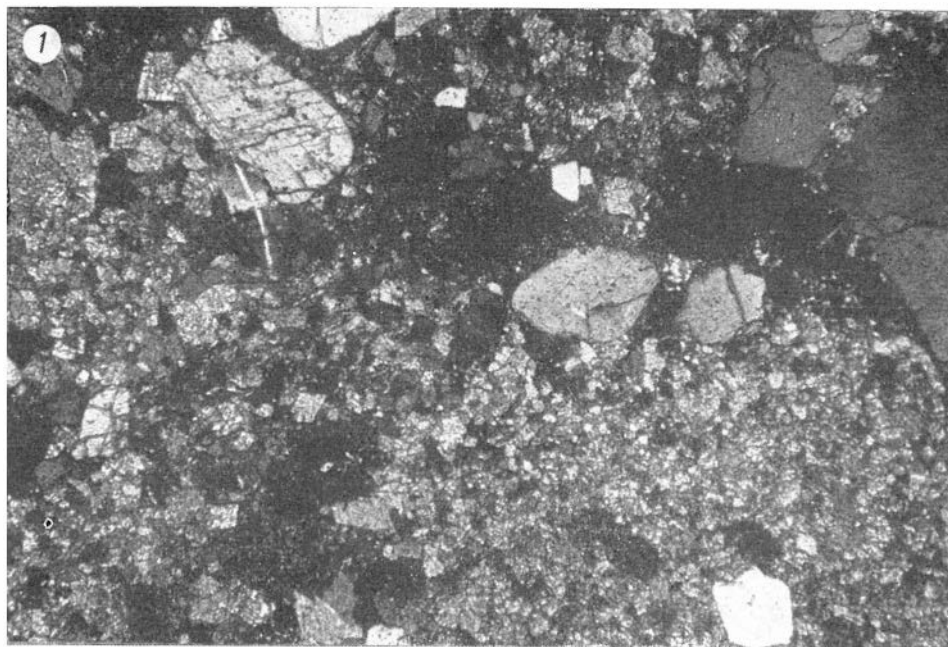


ТАБЛИЦА XXIV

1. Выполнение гипсом трещин в доломите. Усть-кутская свита, Ангари-Илимское междуречье. Ув. 64 ×, николи + Кальцит — 2,33%; доломит — 89,27%; н. о. — 6,80%; гипс — не опр.

2. Замещение доломита гипсом. Усть-кутская свита, Ангари-Илимское междуречье. Ув. 30 ×, пиколи +. Кальцит — 2,33%; доломит — 89,27%; н. о. — 6,80%; гипс — не опр.

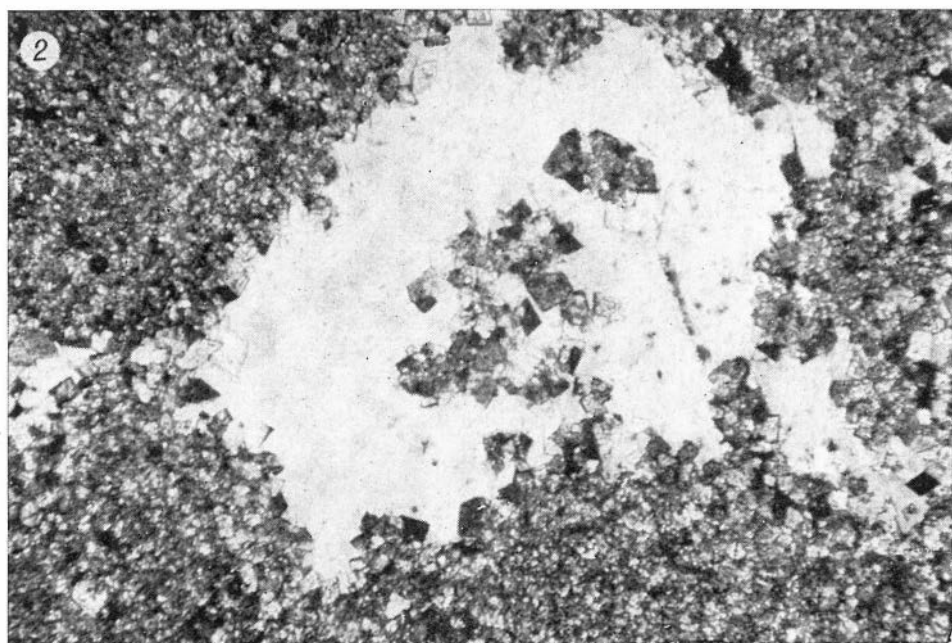
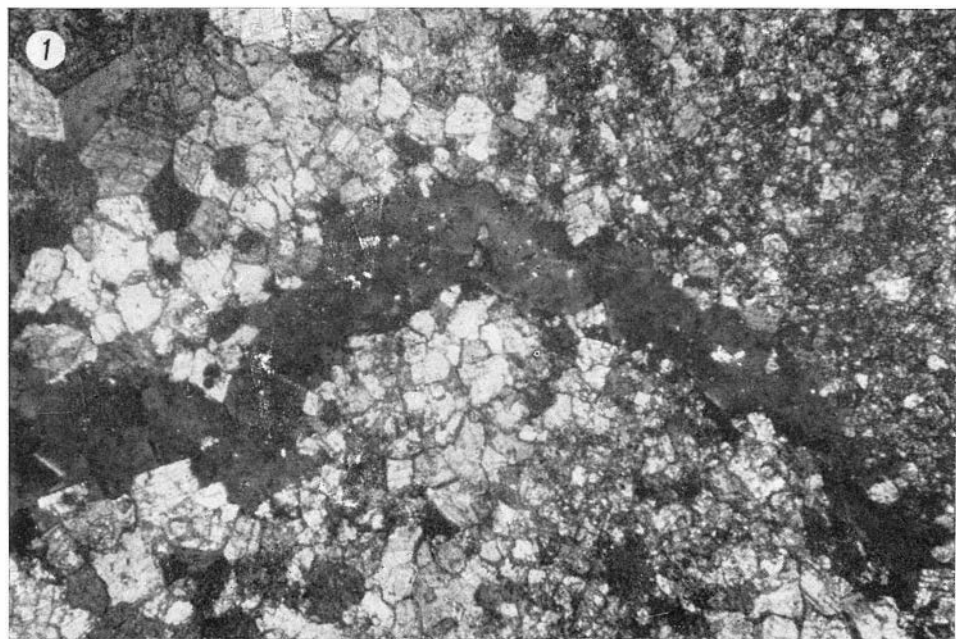


ТАБЛИЦА XXV

1. Доломит песчаный из отложений верхней части мамырской свиты, р. Илим. Ув. 64 ×, николь 1.

2. Доломит седиментационный (?). Кежемская свита, р. Илим. Ув. 64 ×, николи +. Кальцит — 6,66%; доломит — 80,23; н. о. — 10,28%.

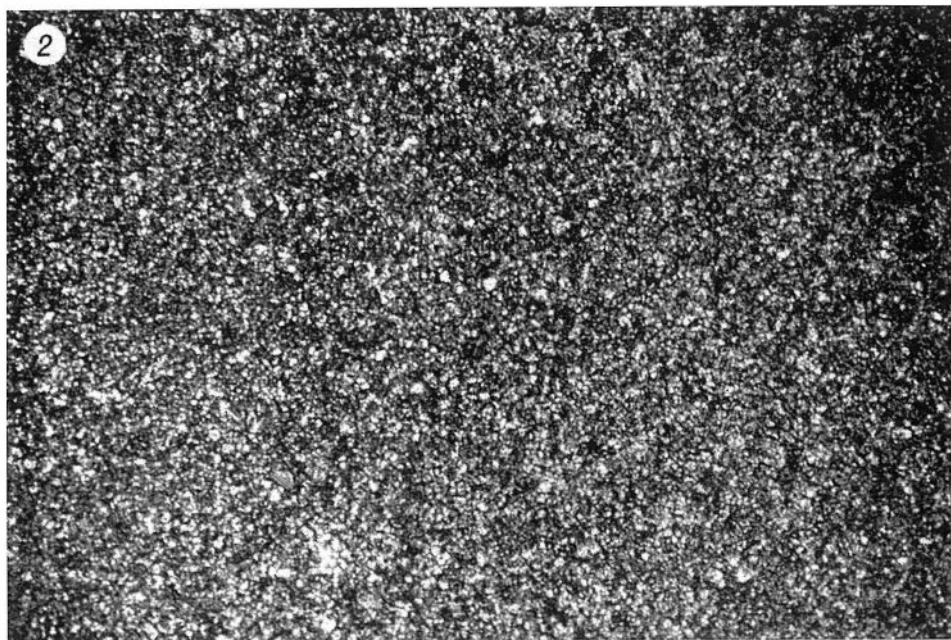


ТАБЛИЦА XXVI

1. Известняк седиментационно-диагенетический. Кежемская свита, р. Чуна. Ув. 64 $\times$, николи +. Кальцит — 74,39%; доломит — 15,34; н. о. — 6,76%.

2. Гипс из отложений братской свиты, р. Илим. Ув. 64 $\times$, николи +.

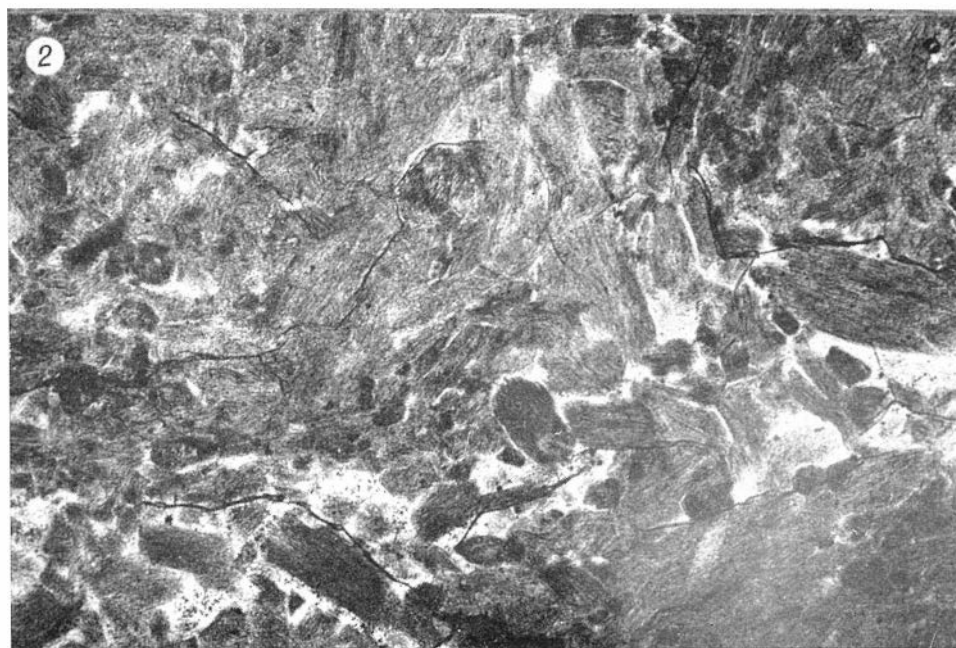
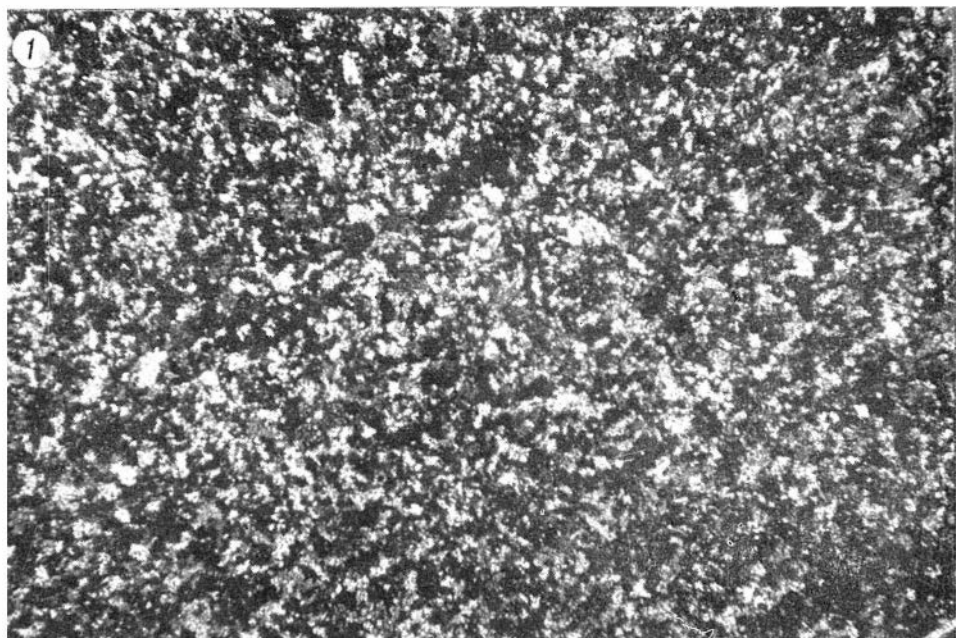


ТАБЛИЦА XXVIII

1. Гипс из отложений братской свиты, р. Илим. Ув. 64 $\times$, николи +.

2. Фосфатно-железистая порода. Нижняя часть криволучного яруса, р. Лена. Ув. 64 $\times$, николь 1.

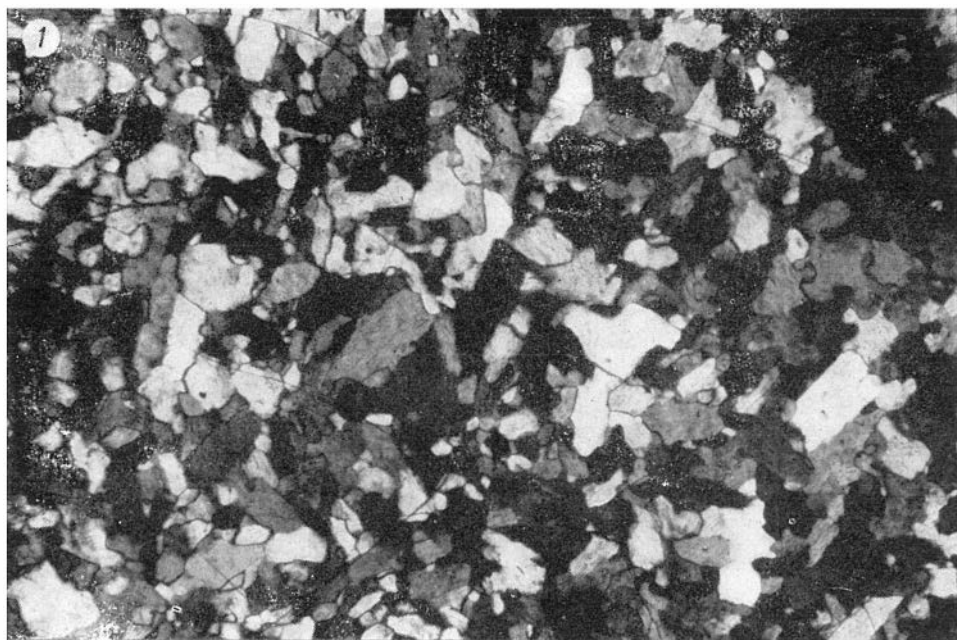


ТАБЛИЦА XXVIII

Железистые бобовины и фосфатно-железистые оолиты в глиноземисто-фосфатной породе. Нижняя часть криволуцкой свиты, р. Лена. Темные концентры оолитов — железистый материал, светлые — фосфатный. Ув. 160 $\times$, николь 1.



ТАБЛИЦА XXIX

Формы зерен циркона.



1



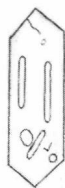
2



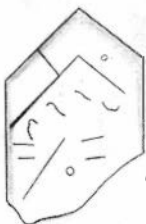
3



4



5



6



7



8



9



10



11



12



13



14



15



16



17



18



19



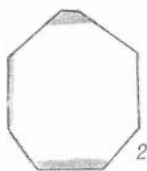
20

ТАБЛИЦА XXX

Формы зерен циркона.



1



2



3



4



5



6



7



8



9



10



11



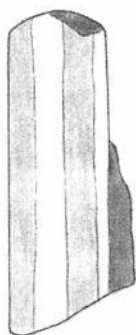
12



13



14



15



16



17



18

ТАБЛИЦА XXXI

Формы зерен циркона

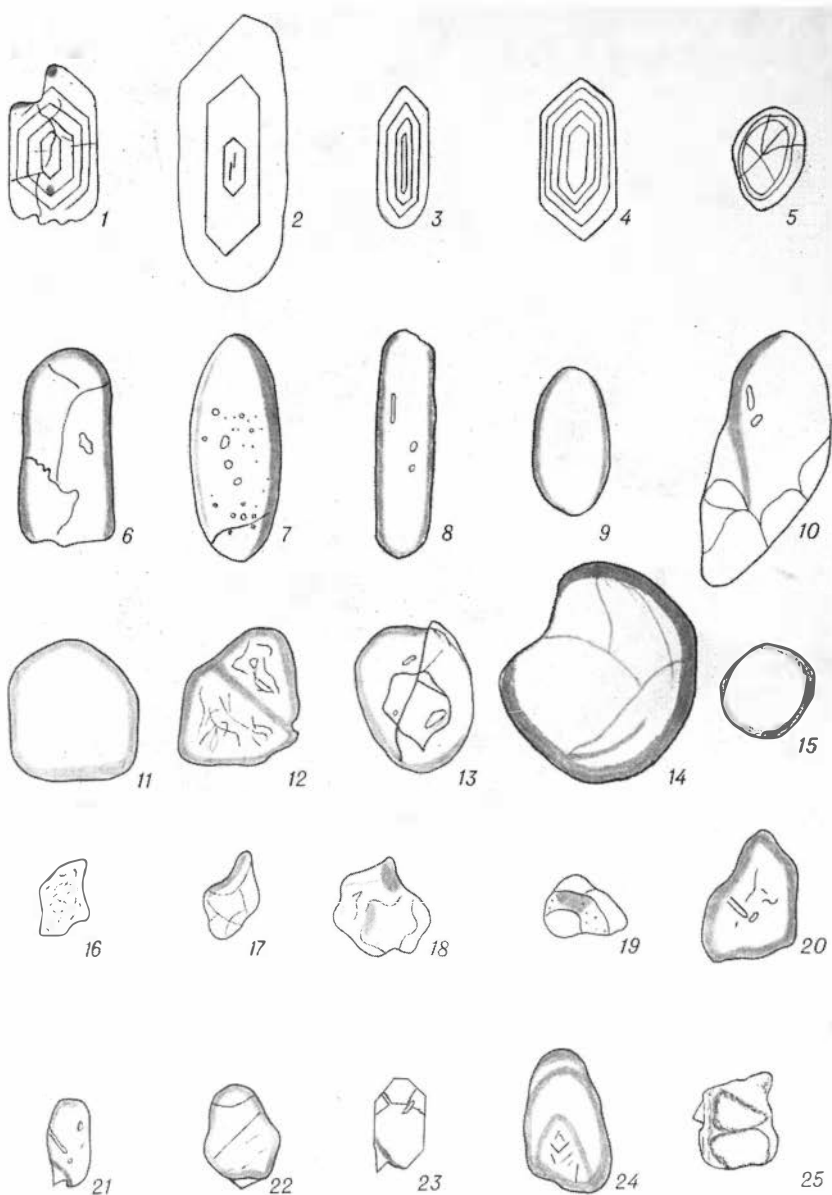


ТАБЛИЦА XXXII

Формы зерен рутила (1—8); формы зерен апатита (9—12);
формы зерен анатаза (13—17); формы зерен граната (18—20).

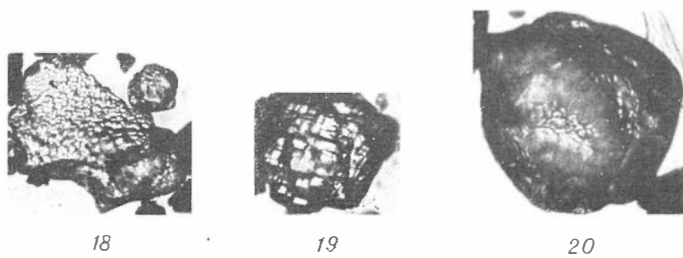
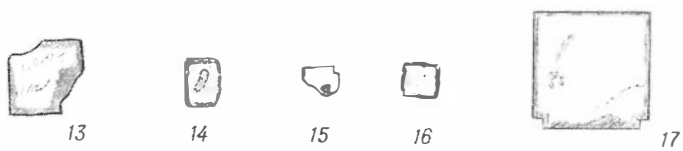
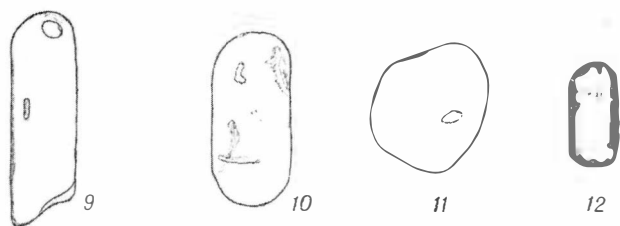
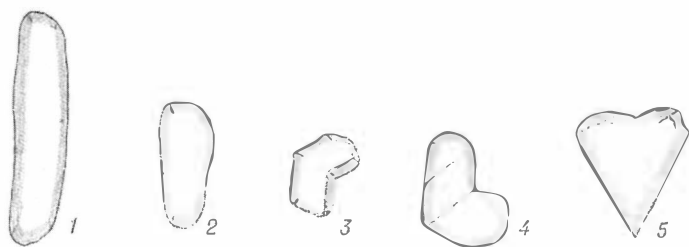


ТАБЛИЦА XXXIII

1. Каолинит, гидрослюда и хлорит-монтмориллонит в глинистой фракции (менее 0,001 мм). Кежемская свита, р. Чуна. Ув. 9700 $\times$.

2. Гидрослюда в глинистой фракции (менее 0,001 м). Ма-мырская свита, р. Ангара, Ув. 9700 $\times$.

3. Монтмориллонит и гидрослюда в глинистой фракции (менее 0,001 мм). Бадарановская свита, р. Бирюса. Ув. 9700 $\times$.

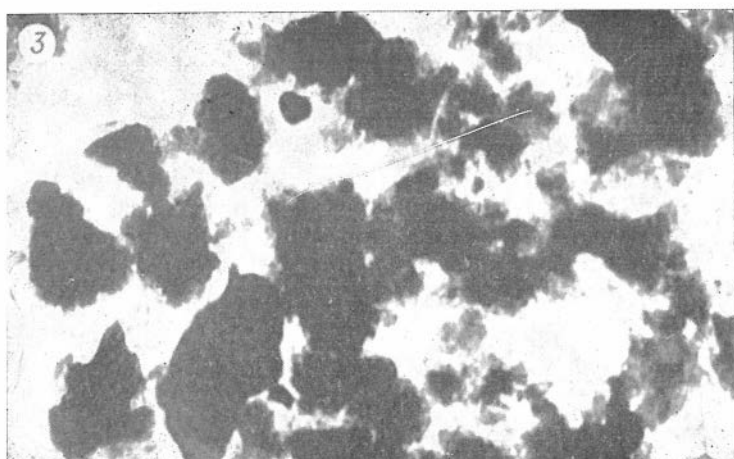
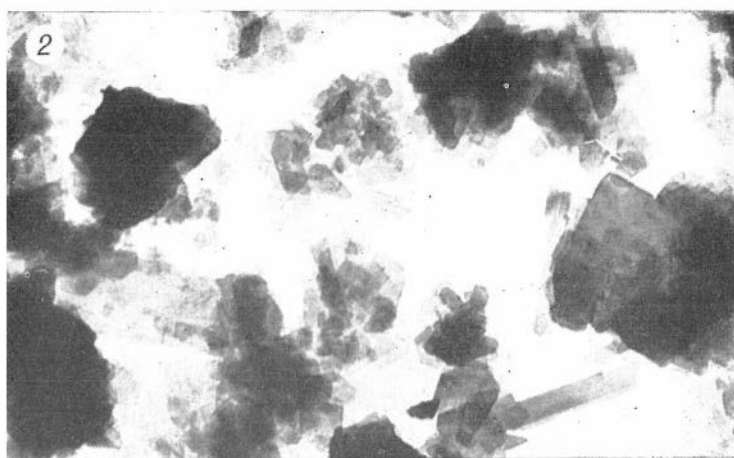


ТАБЛИЦА XXXIV

Подводно-дельтовая слоистость флорсета в отложениях
чуньского яруса р. Бирюсы.



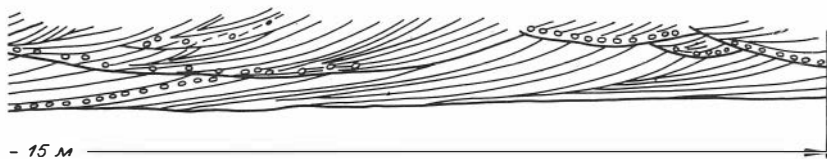
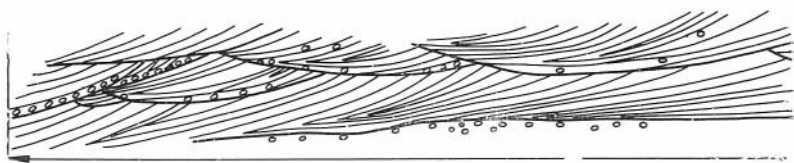
ТАБЛИЦА XXXV

1. Подводно-дельтовая слоистость флорсета в отложениях чуньского яруса р. Бирюсы.

1^а. Прибрежно-морская слоистость волнений в песчаниках бадарановской свиты р. Бирюсы.

2. Мелководная пологоволнистая слоистость волнений в песчаниках ийской свиты р. Чуны.

1



1a

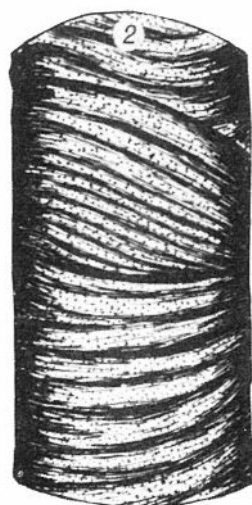
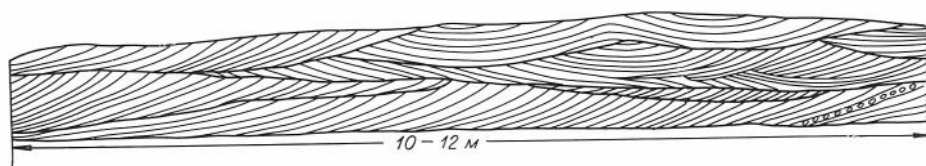


ТАБЛИЦА XXXVI

1. Крупные размывы в песчаниках бадарановской свиты р. Бирюсы.

2. Оползневые смещения слоев в отложениях бадарановской свиты р. Бирюсы.



ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Введение</i>	3
<i>Глава I.</i> История изучения ордовикских и силурийских отложений Иркутского амфитеатра	5
<i>Глава II.</i> Стратиграфия ордовика и силура Иркутского амфитеатра	14
Нижний ордовик	16
Усть-кутский ярус	16
Чуньский ярус	22
Средний ордовик	23
Криволуцкий и нижняя часть мангазейского яруса	28
Средний и верхний ордовик	32
Верхняя часть мангазейского яруса и долборский ярус	32
Нижний силур	35
Лландоверийский ярус	35
<i>Глава III.</i> Основные типы пород	37
<i>Глава IV.</i> Минералогическая характеристика отложений ордовика и силура Иркутского амфитеатра	71
Терригенные минералы	72
Аутигенные минералы	78
Некоторые особенности в распределении терригенных и аутигенных минералов	81
Глинистые минералы	93
<i>Глава V.</i> Структурно-фацальный анализ ордовикских и силурийских отложений Иркутского амфитеатра	116
Усть-кутский век	118
Чуньский век	122
Криволуцкий и начало мангазейского века	127
Конец мангазейского и долборский век	131
Лландоверийский век	132
<i>Глава VI.</i> Основные черты геологического развития Иркутского амфитеатра в ордовике и силуре	135
<i>Литература</i>	140
<i>Приложения</i>	145



Юрий Николаевич Занин
ОРДОВИКСКИЕ
И СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ
ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

Редактор *Н. Г. Рязанова*
Обложка художника *А. А. Фролова*
Технический редактор *Е. М. Елистратова*
Корректоры *А. А. Симонова, С. Т. Ветрова*

Сдано в набор 14/VI 1967 г. Подписано в
печать 14/XI-1969 г. МН 01218.
Бумага 70×108¹/₁₆. 13,75 печ. л. (из них 4,75 печ.
л. на мелован. бумаге), 19,2 усл.-печ. л. +
1 вкл. 15,5 уч.-изд. л. Тираж 750. Цена 1 р. 59 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение.
Новосибирск, 99, Советская, 18. Заказ № 2011.

2-я типография издательства «Наука»
Москва Г-99, Шубинский пер., 10