

17-1483  
АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 33

Н. А. АРХАНГЕЛЬСКАЯ, В. Н. ГРИГОРЬЕВ,  
К. К. ЗЕЛЕНОВ

**ФАЦИИ  
НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ  
ОТЛОЖЕНИЙ  
ЮЖНОЙ И ЗАПАДНОЙ ОКРАИН  
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР  
МОСКВА

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р

---

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 33

Н. А. АРХАНГЕЛЬСКАЯ, В. Н. ГРИГОРЬЕВ,  
К. К. ЗЕЛЕНОВ

**ФАЦИИ  
НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ  
ОТЛОЖЕНИЙ  
ЮЖНОЙ И ЗАПАДНОЙ ОКРАИН  
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

---

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР  
МОСКВА — 1960

**Ответственный редактор**

*Е. В. Павловский*

## ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа представляет собой описание части комплексных исследований по геологии Сибирской платформы, проводившихся в течение 1950—1956 гг. Геологическим институтом Академии наук СССР. В ней изложены результаты литологического изучения нижнекембрийских отложений, которые выходят на поверхность на протяжении, превышающем 4000 км, то более, то менее широкой полосой вдоль всей южной окраины платформы и отдельными пятнами на ее западе.

По территории, расположенной к западу от г. Киренска, имеющийся материал обрабатывался В. Н. Григорьевым; по центральной части, окраинам Байкало-Патомского нагорья и западной части северного склона Алданского массива — Н. А. Архангельской и по восточной части Алданского массива — К. К. Зеленовым.

На прилагаемой обзорной карте (фиг. 1) показаны районы полевых исследований авторов. Первичная обработка материалов проводилась отдельно каждым из них по своему району, впоследствии весь материал был обобщен коллективно. К. К. Зеленов в окончательной обработке материала и написании текста участвовал мало, но весь его фактический материал и выводы по изученной им территории (Зеленов, 1957) в работе полностью использованы, и частично переработаны с учетом наблюдений по остальным частям окраин Сибирской платформы.

Полевые работы и камеральная обработка проходили в тесном контакте со стратиграфическими и палеонтологическими исследованиями, проводившимися одновременно в ряде районов сотрудниками Геологического института АН СССР Н. В. Покровской и Л. Н. Репиной и сотрудниками Палеонтологического института АН СССР И. Т. Журавлевой, К. Б. Кордэ и Н. П. Суворовой, которыми и были проведены определения собранной авторами фауны. Нами же был обработан любезно предоставленный ими каменный материал. Так, К. К. Зеленовым обработан материал Н. В. Покровской по иниканской свите р. Май и материал И. Т. Журавлевой и К. Б. Кордэ по пестроцветной свите р. Алдан, а В. Н. Григорьевым каменный материал, собранный Л. Н. Репиной по разрезам нижнего течения р. Ангары.

Для районов, не охваченных полевыми исследованиями, нами был обобщен большой литературный материал<sup>1</sup>.

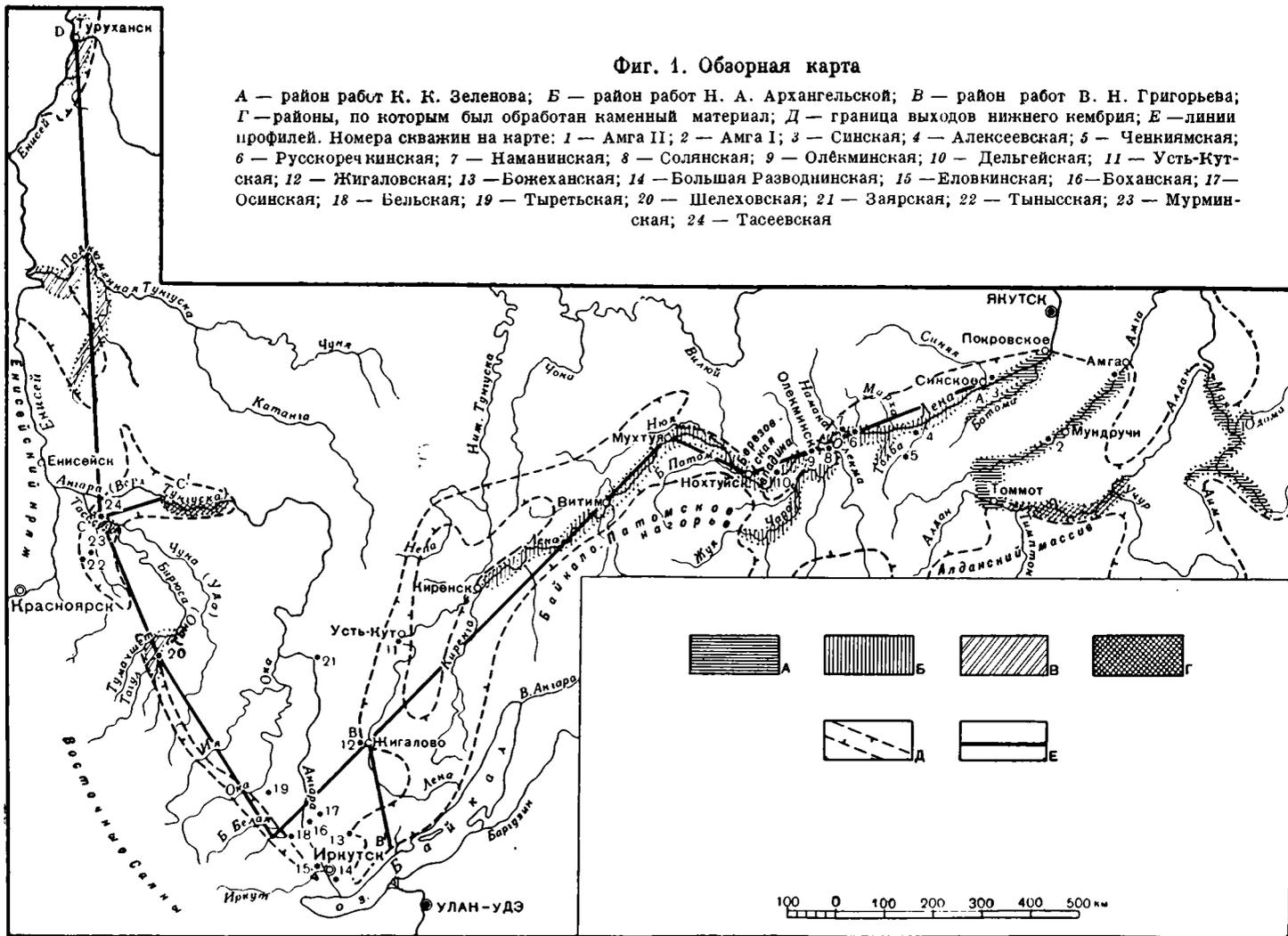
Специальных литологических работ по нижнекембрийским отложениям Сибирской платформы пока еще очень мало, и, как правило, они

---

<sup>1</sup> Совершенно не изучались нами нижнекембрийские отложения, развитые на крайнем севере Сибирской платформы — на Анабарском массиве.

Фиг. 1. Обзорная карта

А — район работ К. К. Зеленова; Б — район работ Н. А. Архангельской; В — район работ В. Н. Григорьева; Г — районы, по которым был обработан каменный материал; Д — граница выходов нижнего кембрия; Е — линии профилей. Номера скважин на карте: 1 — Амга II; 2 — Амга I; 3 — Синская; 4 — Алексеевская; 5 — Ченкямская; 6 — Русскоречкинская; 7 — Наманинская; 8 — Солянская; 9 — Олёмминская; 10 — Дельгейская; 11 — Усть-Кутская; 12 — Жигаловская; 13 — Божеханская; 14 — Большая Разводинская; 15 — Еловинская; 16 — Боханская; 17 — Осинская; 18 — Бельская; 19 — Тыретьская; 20 — Шелеховская; 21 — Заярская; 22 — Тынысская; 23 — Мурманская; 24 — Тасеевская



сделаны для отдельных сравнительно небольших участков ее территории (Яржемский, 1936, 1939; Павловский, Цветков, 1938; Фролова, 1941, 1955; Маслов, 1940, 1947; Равич, 1944; Иванов, 1950, 1956; Писарчик, 1953; Бурцева, 1952; Салоп, 1954; Королук, 1956<sub>1,2</sub> и др.). В настоящей работе мы попытались впервые обобщить материал по литологии нижнего кембрия для территории, охватывающей по площади значительную часть платформы. Это стало возможным только после того, как накопилось большое количество нового материала по фауне, стратиграфии, составу и характеру строения нижнекембрийских отложений, а также тектонике юга и запада Сибирской платформы. Новые данные были получены в результате широкого комплекса исследований, проведенных организациями Министерства геологии (Красноярское, Иркутское и Якутское геологические управления, Всесоюзный аэрогеологический трест, Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт), Министерства Нефти (трест «Востсибнефтегеология», Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт), а также институтами Академии наук СССР (Геологический, Нефтяной, Палеонтологический и др.) и ее филиалами (Восточно-Сибирский, Якутский). Эти материалы частично изложены в ряде сводных работ: А. К. Боброва, Н. А. Грибовой, Ф. Г. Гурари, В. С. Карпышева, Е. В. Кравченко и др. (1954), В. Г. Васильева, Е. Н. Каленова, И. П. Карасева и др. (1957), Ю. К. Дзевановского (1946), И. Т. Журавлевой (1954), Н. С. Зайцева (1954), К. К. Зеленова (1957), Г. И. Кириченко (1955), Е. В. Лермонтовой (1951), В. Т. Мордовского (1958), П. Е. Оффмана (1958), Л. И. Салопа (1954), Н. П. Суворовой (1956), Н. М. Чумакова (1958).

Наличие этих сводок дало возможность авторам в ряде случаев не останавливаться на разборе некоторых спорных стратиграфических вопросов, многих вопросов нефтеносности и тектоники Сибирской платформы и сосредоточить основное внимание на фациальном анализе нижнекембрийских отложений. Таким образом, настоящая работа по литологии нижнекембрийских отложений представляет собой лишь одно из звеньев тех обширных исследований, которые проведены за последние годы советскими геологами на территории Сибирской платформы.

## Глава I

# ОПИСАНИЕ И СОПОСТАВЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ РАЗРЕЗОВ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

До недавнего времени для разрезов нижнего кембрия по южной и западной окраинам Сибирской платформы не существовало единой стратиграфической схемы. Северный склон Алданского массива, Байкало-Патомское нагорье, Иркутский амфитеатр, Прибайкалье и другие районы обычно рассматривались обособленно, и детальное стратиграфическое расчленение редко выходило за пределы отдельных, хотя и крупных участков огромной Сибирской платформы. Это объяснялось прежде всего тем, что в большинстве районов в нижнекембрийских отложениях не было найдено никаких органических остатков.

Исключением в ряду однообразных «немых» карбонатных толщ издавна являлись разрезы восточной части северного склона Алданского массива (по рекам Лене, Синей, Мае и Иникану). Обилие разнообразной фауны в нижнекембрийских отложениях этой части Сибирской платформы уже в 30-х годах дало возможность Е. В. Лермонтовой (1951) выделить целый ряд фаунистических зон. Последующие работы в этом районе геологов Якутского геологического управления (Гурари, 1945, 1947), а также сотрудников центральных геологических учреждений (ВСЕГЕИ, ГИН АН СССР, ПИН АН СССР и др.) дали материалы и для более детального расчленения нижнего кембрия.

В 1948—1950 гг. Ф. Г. Гурари и Н. П. Суворова выделили на востоке северного склона Алданского массива два яруса: алданский (на базе зоны *Olenellus* нижнего кембрия) и ленский (ранее зона *Protolenus*). В 1950—1954 гг. Н. П. Суворова и Н. В. Покровская, одновременно работавшие над стратиграфией нижнекембрийских отложений юга Якутии, независимо друг от друга расчленили ленский ярус на ряд горизонтов, охарактеризованных фауной. Н. В. Покровская (1954) выделила в этом ярусе синский, толбачанский, олекминский, кетеминский и еланский горизонты; Н. П. Суворова (1954, 1956) в свою очередь также выделила горизонты — синский, куторгиновый, чарско-кетеминский и еланский. Принципиального различия в схемах обоих авторов нет; единственным расхождением является то, что синский горизонт Н. П. Суворовой объединяет вместе синский и толбачанский горизонты Н. В. Покровской. В остальном разница состоит лишь в названиях горизонтов: куторгиновый отвечает олекминскому, а чарско-кетеминский — кетеминскому. В это же время К. К. Зеленев, И. Т. Журавлева и К. Б. Кордэ (1955) сделали попытку дальнейшего расчленения алданского яруса, в нижней части

Стратиграфическая схема нижнего кембрия юга Сибирской платформы  
Фауна

Возраст	Ярус (по Н. П. Суворовой, 1954)	Подъярус	Горизонт	Фауна		
Нижний кембрий	Левский		Еланский См <sub>1</sub> <sup>el</sup>	Трилобиты: <i>Kooteniella</i> , <i>Granularia</i> , <i>Protolenus grandis</i> , <i>Bathyriscellus grandis</i> , <i>Bonnia</i> , <i>Binodaspis</i> , <i>Erbia sibirica</i> Археопциаты	по Н. В. Покровской (1954)	
			Кетеминский См <sub>1</sub> <sup>ket</sup>	Трилобиты: <i>Pseudoeteraspis</i> , <i>Parapoliella</i> , <i>Namanoia</i> и др. Брахиоподы: <i>Kutorgina lenaica</i>		
			Олекминский См <sub>1</sub> <sup>ol</sup>	Трилобиты: <i>Bergeroniaspis ornatus</i> , <i>Jakutus quadriceps</i> , <i>Solenopleurella bella</i> Брахиоподы: <i>Kutorgina lenaica</i>		
			Толбачанский См <sub>1</sub> <sup>tibc</sup>	Трилобиты: на востоке— <i>Bergeroniellus lermontovae</i> , <i>Aldonaia ornata</i> , <i>Bergeroniellus atlasovi</i> ; на западе— <i>Bulaiaspis</i> Брахиоподы: <i>Kutorgina fleurovae</i>		
			Синский См <sub>1</sub> <sup>sin</sup>	Трилобиты: <i>Bergeroniellus asiaticus</i> , <i>Pagetiellus tolli</i> , <i>Pagetiellus lenaicus</i> Брахиоподы: <i>Botsfordia caelata</i>		
	Алданский	Журиинский См <sub>1</sub> <sup>djur</sup>	Атдабанский	Трилобиты: <i>Judomia</i> Археопциаты: <i>Thalamocyathus</i> , <i>Ethmophyllum</i> , <i>Carinocyathus</i> , <i>Lenocyathus</i> Гиолиты: <i>Hyolithes</i> , <i>Orthotheca</i> Водоросли: <i>Epiphyton</i>		по К. К. Зеленову, И. Т. Журавлевой и К. Б. Кордэ (1955)
			Кенядинский	Археопциаты: <i>Nochorocyathus</i> , <i>Ajacyathus</i> , <i>Archaeolynthus</i> , <i>Claruscyathus</i> , <i>Ethmophyllum</i> , <i>Thalamocyathus</i> Водоросли: <i>Renalcis jacuticus</i>		
			Суннагинский	Археопциаты: <i>Archaeolynthus</i> , <i>Ajacyathus</i> , <i>Nochorocyathus</i> , <i>Archaeocyathus</i> Гиолиты: <i>Salterella</i> и <i>Orthoteca</i> Водоросли: <i>Renalcis jacuticus</i>		
			Толбинский См <sub>1</sub> <sup>tib</sup>	Трилобиты: <i>Paedumias</i> *		

\* Найден Е. С. Бобинным в юдомской свите бассейна р. Май. Так как в дальнейшем никем и нигде в отложениях этого возраста трилобиты не были обнаружены, то весьма вероятно, что находка *Paedumias* sp. была сделана Е. С. Бобинным в породах вышележащей пестроцветной, а не юдомской свиты.

которого выделили толбинский, а в верхней жури́нский подъярус. В восточных районах, где жури́нский подъярус представлен известняками с фауной разнообразных археоциат и флорой эпифитоновых водорослей, эти исследователи выделили в составе жури́нского подъяруса три горизонта: суннагинский, кенядинский и атдабанский.

Таким образом, в результате работ ряда исследователей в основном на материалах, собранных в восточной части северного склона Алданского массива, была создана стратиграфическая схема нижнекембрийских отложений, принятая на межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири в 1956 г. Она и положена нами в основу настоящей работы (табл. 1).

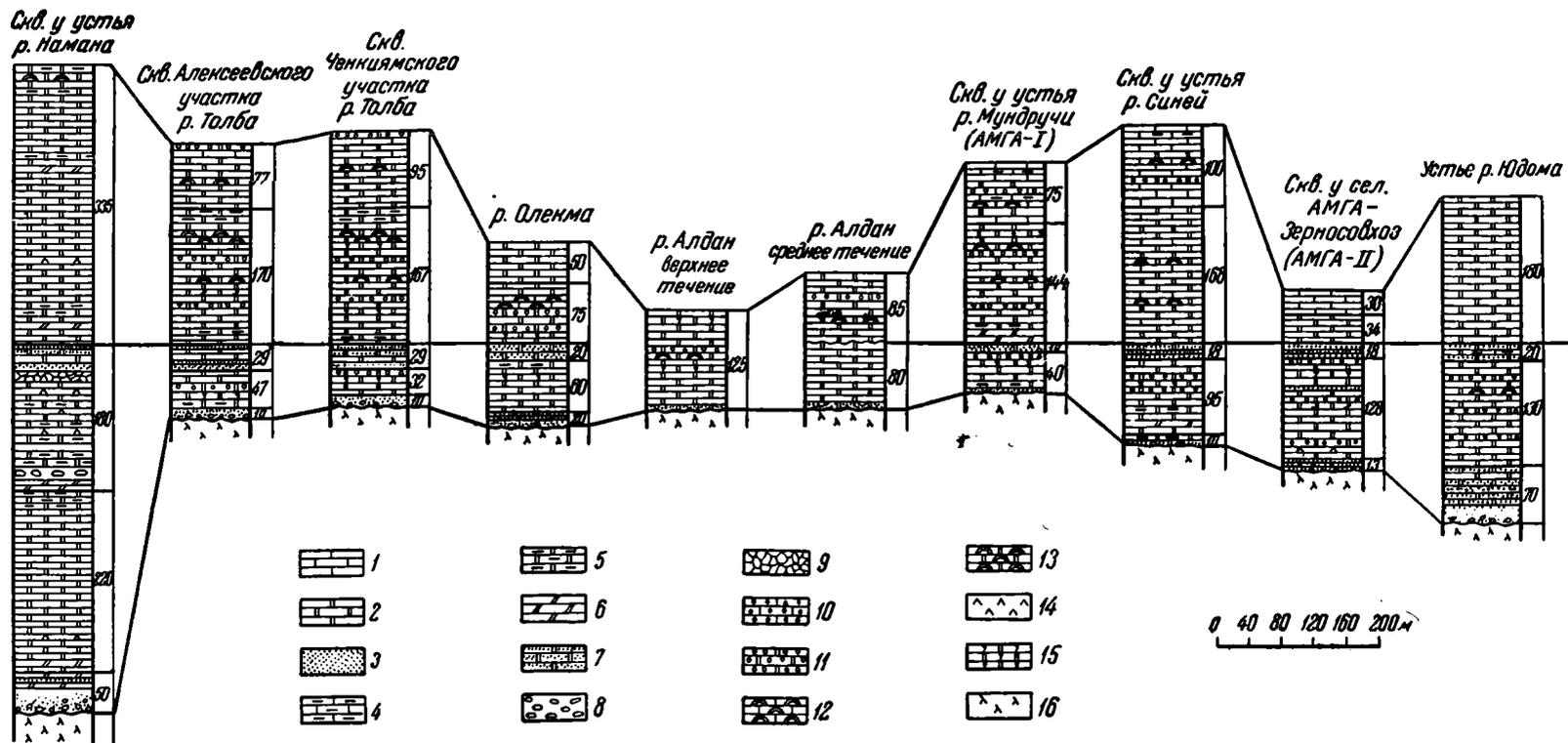
Распространение этой схемы на разрезы остальной, более западной части южной окраины Сибирской платформы и на ее западную окраину было до последнего времени весьма затруднительным. Увязывались между собой только некоторые разрозненные разрезы, обычно охарактеризованные фауной (Покровская, 1954; Зайцев, 1954; Дзевановский и Чернышева, 1950). Лишь в последнее время новые находки фауны (З. А. Журавлевой по северо-восточной и В. Н. Григорьевым по северо-западной окраинам Байкало-Патомского нагорья, И. И. Рибас в Прибайкалье, Л. Н. Репиной, Г. И. Кириченко и Б. А. Фуксом в Приангарье, В. В. Меннером, В. Н. Григорьевым и В. И. Драгуновым в бассейне Подкаменной Тунгуски и в Туруханском крае и др.) дали дополнительный палеонтологический материал для сопоставлений.

Большое значение для обоснования сравнения слабо охарактеризованных органическими остатками или совсем немых отложений имеет детальное литологическое расчленение толщ и расшифровка условий их образования. Выяснение общих фациальных изменений нижнего кембрия как в отдельных районах, так и на всей изученной территории позволило достаточно уверенно сопоставить большинство разрезов нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы (табл. 2).

Литологическая характеристика этих разрезов и обоснование отнесения той или иной местной свиты к определенному горизонту стратиграфической схемы и составляют содержание настоящей главы. Материал изложен по ярусам, подъярусам и горизонтам и в каждом разделе рассматривается последовательно от восточных районов к западным.

## ТОЛБИНСКИЙ ПОДЪЯРУС

На крайнем востоке южной части Сибирской платформы, в бассейне р. Май толбинский подъярус представлен юдомской свитой доломитов, песчанистых доломитов и песчаников с карбонатным цементом, вскрытых главным образом в устье р. Юдомы. Эти породы несогласно залегают на разновозрастных свитах карбонатной толщи протерозоя, что особенно отчетливо наблюдалось К. К. Зеленовым в обнажениях по р. Аим, левому притоку р. Май. Базальным слоем нижнего кембрия является терригенная пачка (фиг. 2), в которой пласты конгломерата с преобладанием хорошо окатанной гальки кварца размером до 0,5 см чередуются со слоями грубозернистых, часто косослоистых преимущественно кварцевых песчаников с карбонатным цементом. В отдельных прослоях песчаников встречаются зерна глауконита. Вверх по разрезу конгломераты исчезают, а среди песчаников появляются прослои песчанистых доломитов — серых, массивных, яснокристаллических, пористых, часто оолитового строения. Приблизительно в 75 м от подошвы свиты прослои песчаника и видимый терригенный материал в доломитах исчезают и разрез составляют мощные (до 2 м) пласты массивных серых мелкокристаллических доломитов, часто с водорослевой (строматолитовой), иногда оолитовой текстурой,



Фиг. 2. Схема сопоставления разрезов толбинского подъяруса по северному склону Алданского массива

Составлена по материалам К. Н. Андриановской, А. К. Боброва, З. А. Журавлевой, И. Т. Журавлевой, К. К. Зеленова, К. Б. Корда, О. И. Некрасовой, А. О. Розенцвита, Ю. А. Ходака и др. 1 — известняк; 2 — доломит; 3 — песчаник; 4 — глинистый известняк; 5 — глинистый доломит; 6 — доломитовый мергель; 7 — песчанистый доломит; 8 — конгломерат; 9 — брекчия; 10 — оолитовый известняк; 11 — оолитовый доломит; 12 — строматолитовый известняк; 13 — строматолитовый доломит; 14 — ангидрит; 15 — онколитовый доломит; 16 — породы архея и протерозоя.



заметной на выветрелой поверхности. Как правило, доломиты пористы и кавернозны, причем поры и каверны зачастую заполнены кварцем или кальцитом. В отдельных прослоях доломитов встречаются точечные включения ярко-зеленого глауконита, иногда (особенно в оолитовых доломитах) в довольно больших количествах. Некоторые пачки слоев содержат равномерно рассеянный пороховидный битум.

В средней части разреза (около 200 м от подошвы) выделяется пачка, в которой среди доломитов появляются слои песчанистых и глинистых доломитов, часто тонкоплитчатых, пористых, — косослоистых с примазками черного глинистого вещества по слоистости. Эта пачка (15—20 м) вверх по разрезу сменяется серыми и зеленовато-серыми массивными и плитчатыми доломитами, слагающими верхнюю часть свиты. Общая мощность юдомской свиты 400 м.

На северном склоне Алданского массива отложения толбинского подъяруса, представленные карбонатной толбинской свитой, залегают на архейских гранитах фундамента Сибирской платформы и вскрытых в естественных обнажениях по р. Алдан, а также разведочными скважинами (на Синском, Алексеевском, Ченкиямском, Наманинском и других разведочных участках).

По данным М. Г. Равича (1944) и А. О. Розенцвита, в толбинской свите северного склона Алданского массива, так же как и на р. Юдоме, выделяется четыре, а в некоторых участках пять литологических пачек (фиг. 2)<sup>1</sup>.

Нижняя (базальная) пачка сложена главным образом мелко- и среднезернистыми олигомиктовыми песчаниками с прослоями мелкогалечного конгломерата, содержащего плохо окатанную кварцевую гальку. Сортировка обломочного материала в песчаниках плохая, цемент доломитовый.

В некоторых скважинах (Синский участок, с. Амга-Зерносовхоз) среди песчаников встречаются прослои песчанистых доломитов и пелитоморфных доломитов. Мощность этой пачки (фиг. 2) меняется от 4 до 13 м, закономерно уменьшаясь в сторону центральных частей Алданского массива.

Вышележащая вторая пачка сравнительно однообразна на всем своем протяжении. Сложена она светло- и темно-серыми тонкозернистыми тонкослоистыми доломитами с незначительной примесью алевроитового материала. Широко развиты доломиты с оолитовой, онколитовой и онколито-во-обломочной текстурой. В доломитах этой пачки, особенно в нижней ее части, встречаются вроски и тонкие в несколько миллиметров прослойки гипса, а в скважине Амга-Зерносовхоз были встречены даже отдельные тонкие прослои ангидрита. Мощность пачки в Ченкиямском районе 32 м, Алексеевском — 47 м, Верхнеамгинском (Амга I) — 46 м, Синском — 95—100 м и в скважине Амга-Зерносовхоз (Амга II) — 128 м.

Следующая третья пачка представлена не выдержанным по мощности чередованием песчаников и песчанистых доломитов. Песчаники обычно среднезернистые, реже крупно- или мелкозернистые. По составу они кварцевые с примесью полевых шпатов с доломитовым цементом. В Алексеевском и Ченкиямском участках в основании пачки залегают крупнозернистые песчаники почти без цемента, пропитанные нефтью. Общая мощность этой пачки (см. фиг. 2) так же, как и нижней, закономерно увеличивается от 10 м в скважине Амга I до 18 м в скважине Амга II и до 29 м в скважинах р. Толбы.

В вышележащей (четвертой) пачке на Ченкиямском и Алексеевском участках преобладают однообразные тонкокристаллические доломиты, среди которых встречаются оолитовые и водорослевые (строматолитовые

<sup>1</sup> М. Г. Равич называл эти пачки «горизонтами».

и онколитовые) разности. Присутствуют прослой серых глинистых доломитов. В скважине Амга I в этой пачке появляются отдельные прослой серых и коричневато-серых тонкослоистых известняков; в скважинах Синского участка количество известняков несколько возрастает и они чередуются с доломитами. Среди пород пачки отмечено большое количество включений гипса, ангидрита и кремня.

Мощность пачки изменяется мало, от 144 м в скважине Амга I до 170 м на Алексеевском участке. В скважине Амга II к ней, по-видимому, следует относить лишь пачку доломитов мощностью 34 м.

Самая верхняя пачка характеризуется еще более резким различием пород в разных разведочных участках. На Ченкиямском и Алексеевском участках она мало чем отличается от нижележащей пачки. Здесь преобладают яснозернистые доломиты иногда с заметной оолитовой и водорослевой текстурой, чередующиеся с пелитоморфными глинистыми доломитами. Среди доломитов появляются отдельные прослой темных известняков. В породах этой пачки много включений кремня, изредка встречается глауконит. В скважинах Синского участка и Амга I верхняя пачка представлена главным образом известняками — светло-желтыми, коричневыми, слабоглинистыми, мелко- или тонкокристаллическими. Отдельные их прослой обладают водорослевой или оолитовой текстурой. Встречается глауконит. Известняки слагают обособленные слои до 15 м толщины, которые чередуются со светлыми, часто полосчатыми и мелкопятнистыми доломитами. В скважине Амга II ей соответствует пачка зеленовато-серых микрослоистых известняков с глауконитом и прослоями доломита. Первоначально эта часть разреза была отнесена геологом участка Амга II А. Б. Мирошниченко к толбинской свите, однако О. И. Некрасова (1955) относит ее уже к пестроцветной свите. Возможно, что и верхнюю пачку с известняками в скважинах Синского и Верхнеамгинского участков так же следовало бы относить к пестроцветной свите. Следует напомнить, что А. О. Розенцвит отмечает в известняках остатки эпифитоновых водорослей, наиболее характерных для пестроцветной свиты. Однако в настоящее время, не имея керн скважин, этот вопрос решить трудно, вследствие чего в данной работе нами сохранена старая схема А. О. Розенцвита, М. Г. Равича и А. Б. Мирошниченко.

Таким образом, мощность верхней пачки на Ченкиямском участке 95 м, на Алексеевском — 77 м, в скважине Амга I — 75 м, в скважинах Синского участка — около 100 м и в скважине Амга II — 30 м.

Общая мощность толбинской свиты в Ченкиямском и Алексеевском участках 330 м, в Синском — 395 м, в скважине Амга I — 275 м и в скважинах Амга II — 223 м.

Непосредственно к югу, в естественных обнажениях Алданского горно-промышленного района, а также по р. Алдан в ее верхнем течении толбинская свита представлена довольно однообразной толщей доломитов. На левом берегу р. Алдан, в 8 км ниже г. Томмот на значительном протяжении можно наблюдать непосредственное ее залегание на кристаллических породах докембрия, которые представлены гнейсированными гранитами. На контакте с осадочными породами граниты значительно изменены, осветлены и легко рассыпаются в труху. Толщина рыхлой осветленной зоны, являющейся, по-видимому, докембрийской корой выветривания, меняется от 30 до 80 см. На ее неровной поверхности залегает базальный конгломерат нижнего кембрия, представляющий собой невыдержанный по мощности (2—10 см), местами исчезающий или сливающийся с осветленной зоной прослоек грубозернистого, плохо отсортированного кварцевого песчаника с доломитовым цементом, в который включены отдельные, хорошо окатанные гальки кварца от 1,5 до 8 см. Выше лежат желтовато-серые мелкокристаллические доломиты мощностью до 2 м

с щелеобразными порами от выщелоченных кристаллов гипса. В этих доломитах, особенно в их нижней части, много мелких зерен обломочного кварца. Вышележащую, основную часть разреза толбинской свиты в этих районах составляет чередование различных по мощности слоев доломитов, среди которых наблюдаются как массивные мелко- и среднезернистые пористые, так и плотные плитчатые афанитовые разности. Встречаются прослой бурых и зеленовато-серых тонкоплитчатых глинистых доломитов, на поверхностях напластования которых часто заметны следы волнений и ряби. В Алданском горнопромышленном районе, по данным Ю. А. Хоудака, в доломитах широко распространены оолитовые и водорослевые текстуры, хорошо заметные на выветрелой поверхности и прекрасно сохраняющиеся в окремненных участках. Мощность толбинской свиты в Алданском горнопромышленном районе 120—130 м, в верховьях р. Алдан около г. Томмот — 150 м.

Ниже по течению р. Алдан до устья р. Учур толбинская свита сохраняет тот же характер, что и в предыдущем районе. По данным И. Т. Журавлевой и К. Б. Кордэ, доломиты, развитые здесь, содержат большое количество оолитовых и водорослевых разностей. В 80 м от подошвы свиты на неровной размытой поверхности серых мелкопористых доломитов залегает пласт грубогалечного карбонатного конгломерата, меняющегося по мощности от 0,2 до 1,0 м. Галька в этом прослое преимущественно доломитовая, разной степени окатанности, размером до 5 см. Сортировки и ориентировки гальки, «плавающей» в карбонатно-глинистом цементе, не наблюдается. В более западных обнажениях галька значительно мельче и наряду с прослоем конгломерата появляются песчано-глинистые слои, обладающие тонкой косой слоистостью. В породах этого типа терригенная часть составляет 55—60%. Отдельные прослои содержат большое количество несколько сплюснутых сферических фосфоритных стяжений размерами до 1,5—2 мм. Содержание фосфора в таких породах достигает 0,15%. Вероятно, этот прослой соответствует средней пачке, выделенной М. Г. Равичем и А. О. Розенцвитом в более северных разрезах толбинской свиты. Общая мощность толбинской свиты в районе меняется от 165 м на западе до 210 м на востоке.

Значительно западнее, в естественных обнажениях по р. Олекме, согласно данным А. А. Арсеньева и З. А. Журавлевой, к толбинскому подъярсу следует относить дикимидинскую и порохататскую свиты. В этих свитах, так же как и на Ченкиямском и Алексеевском участках р. Толбы, различаются пять пачек М. Г. Равича и А. О. Розенцвита. Некоторые изменения наблюдаются лишь в кровле средней пачки (сералахский горизонт А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой, 1947), где песчаные доломиты содержат значительное количество глауконита.

Общая мощность отложений толбинского подъяруса на р. Олекме (по данным З. А. Журавлевой) — 225 м.

На северо-западной окраине Алданского массива толбинская свита была вскрыта скважинами на р. Лене в г. Олекминске и у устьев рек Наманы и Русской Речки.

В Наманинской скважине (см. фиг. 2), по данным отчетов разведочной партии Якутского геологического управления, на кристаллических породах архея залегают кварцевые и кварцево-полевошпатовые песчаники, мелко- и среднезернистые, серые с розоватым оттенком, с прослоями мелкогалечного конгломерата. Выше эта пачка сменяется зелеными, серовато-зелеными и красно-бурными тонкоплитчатыми доломитовыми мергелями с прослоями розовых кварцевых песчаников. Эти базальные слои, мощностью 50 м, можно сопоставить с нижней пачкой М. Г. Равича и А. О. Розенцвита. Терригенная пачка вверх по разрезу сменяется 225-метровой пачкой серых и темно-серых массивных и плитчатых, мел-

козернистых и пелитоморфных доломитов с включениями и отдельными прослоями гипса и ангидрита.

Эта пачка сменяется выше по разрезу 176-метровой толщей, в которой нижние 56 м сложены разнозернистыми кварцевыми песчаниками с прослоями красно-бурых и серо-зеленых доломитовых мергелей и пачкой глинистых доломитов. В основании в песчаниках встречаются гравийные зерна кварца. Средняя часть толщи (92 м) представлена серыми и светло-серыми пелитоморфными, иногда глинистыми доломитами с включениями кремня и прослойками ангидрита и гипса. Верхние 28 м сложены песчанистыми доломитами с прослойками кварцевых песчаников и песчанистых мергелей. Эта 176-метровая толща, по-видимому, является аналогом средней пачки М. Г. Равича и А. О. Розенцвита.

Разрез толбинской свиты в Наманинской скважине заканчивается толщей в 338 м, сложенной разнообразными темно-серыми и светло-коричневыми, пелитоморфными и мелкокристаллическими, массивными и плитчатыми доломитами с включениями ангидрита и гипса. В верхней части доломиты обладают водорослевой текстурой. Эта часть разреза является аналогом четвертой и пятой пачек М. Г. Равича и А. О. Розенцвита.

Общая мощность толбинской свиты в Наманинской скважине 790 м.

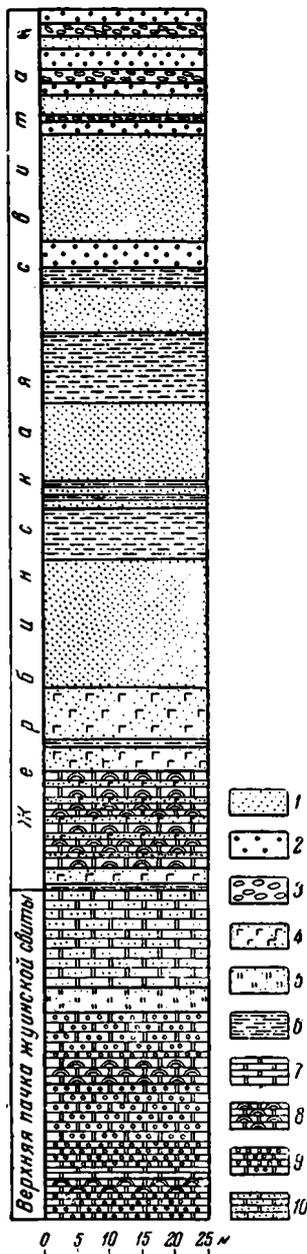
К востоку от р. Наманы в скважине у устья р. Русской Речки в толбинской свите выделяются совершенно аналогичные пачки, правда, несколько сокращенной мощности (наиболее резко уменьшаются мощности трех нижних пачек). Общая мощность толбинской свиты в этой скважине 595 м.

Наоборот, к западу от р. Наманы, в скважине у г. Олекминска, общая мощность толбинской свиты увеличивается. Только вскрытая ее часть равна 860 м<sup>1</sup>. Наиболее резко возрастает мощность третьей (с 176 до 240 м) и четвертой (с 225 до 316 м) пачек. По-видимому, должна возрасти мощность и нижней пачки. Наряду с изменениями мощности свиты в Олекминской скважине намечаются некоторые изменения ее литологического характера. Так, вблизи кровли толбинской свиты встречено несколько прослоев темных коричневатых известняков, а в верхней трети четвертой пачки развито большое количество зеленовато-серых, реже красно-бурых аргилитов и мергелей.

По окраинам Байкало-Патомского нагорья <sup>2</sup>, в отличие от всех остальных районов южной окраины Сибирской платформ, проведение границы между нижним кембрием и протерозоем весьма затруднительно. Толща неизмененных или очень слабо затронутых метаморфизмом осадочных пород имеет здесь мощность более 5000 м, из которых лишь верхние 800 м содержат остатки трилобитов, характерных для верхов нижнего кембрия, а именно толбачанского, олекминского и кетоминского горизонтов. Во всей этой толще, впервые расчлененной еще в 1934 г. З. М. Старостиной (1935), отсутствуют следы каких-либо перерывов в осадконакоплении и нигде не наблюдалось угловых несогласий. Благодаря этому вопрос о границе между кембрием и протерозоем решался различными авторами весьма различно. Многие, как З. М. Старостина (1935), Ф. Г. Гулари (1945), Е. В. Павловский (1948) и др., относили всю толщу к кембрию,

<sup>1</sup> Данные за 1955 г.

<sup>2</sup> Под этим названием мы подразумеваем полосу нижнекембрийских отложений, окаймляющую как собственно Патомское нагорье, так и более западные части Байкальской горной страны. Эти отложения обнажаются по нижнему течению рек Жуге и Чаре (восточная окраина Байкало-Патомского нагорья), по р. Лене на отрезке между устьем р. Мачи (с. Нохтуйск) и устьем р. Витим и ее притокам: рекам Большому Патому, Джербе, Нюе и Пеледую (северная окраина), по р. Лене на отрезке от с. Витим до г. Киренска и ее притокам: рекам Витиму, Большой и Малой Чуе, Ичере, Чае и др. (северо-западная окраина нагорья) и по р. Киренге (западная окраина нагорья).



Фиг. 3. Переход жуинской свиты в жербинскую (р. Лена против устья р. Большой Патом)

- 1 — песчаник мелкозернистый;
- 2 — песчаник крупнозернистый;
- 3 — гравийный конгломерат;
- 4 — глауконитовый песчаник;
- 5 — доломитовый песчаник; 6 — алевритистый аргиллит; 7 — доломит; 8 — водорослевый доломит; 9 — оолитовый доломит; 10 — песчаный доломит

считая мощную свиту черных конгломератов, залегающую в ее основании, базальным конгломератом кембрия. Другие исследователи проводили нижнюю границу кембрия значительно выше, по подошве пестроцветной свиты, или несколько ниже — по подошве свиты черных битуминозных известняков (тинновская свита или  $Sm^{d_1}$  разреза Старостиной). За последние годы появились некоторые новые данные, позволяющие уточнить положение этой границы. Многочисленные находки в верхних частях осадочной толщи остатков трилобитов, характерных для толбачанского горизонта, а также увязка разрезов различных районов на основе литологических исследований позволили достоверно сопоставить верхние 1500 м толщи с палеонтологически охарактеризованным разрезом восточной части северного склона Алданского массива. Детальное литологическое изучение нижней части разреза, проведенное в 1951—1952 гг. Н. А. Архангельской по восточной и северной окраинам Байкало-Патомского нагорья, показало, что отложения жуинской свиты ( $Sm_1^{ca}$  и  $Sm_1^{ca}$  разреза Старостиной) представляют собой отчетливо выраженный регрессивный комплекс осадков, отложение которого закончилось в условиях резкого обмеления бассейна. Регрессия была, по-видимому, следствием начавшихся в конце протерозоя общих воздыманий, вызвавших резкое усиление эрозионных процессов в областях сноса. В большинстве районов эти движения привели к перерыву в осадконакоплении и размыту нижележащих толщ, а начало кембрийского периода было ознаменовано новой трансгрессией моря. Поэтому, хотя на окраинах Байкало-Патомского нагорья нет перерыва в осадконакоплении и наблюдается весьма постепенный переход карбонатной жуинской свиты в песчаниковую жербинскую, можно считать и здесь начало нового трансгрессивного цикла осадконакопления за начало кембрия. Исходя из этого, границу между верхним протерозоем и нижним кембрием мы проводим условно между жуинской и жербинской свитами по кровле переходных слоев, которые сложены строматолитовыми песчанистыми доломитами и доломитистыми тонкозернистыми глауконитово-кварцевыми песчаниками (фиг. 3) <sup>1</sup>.

Постепенный переход от чисто карбонатных пород жуинской свиты верхнего протерозоя к переходным слоям и песчаниковой жербинской

<sup>1</sup> К аналогичным выводам о характере перехода от протерозоя к нижнему кембрию пришел В. К. Головенко (1957), изучавший в 1955—1956 гг. разрезы рек Жуи и Малый Патом.

свите, которая начинает нижний кембрий, изучен нами по восточной окраине нагорья (по р. Жуе) и по северной окраине, в обнажениях на р. Лене между устьем р. Большой Патом и с. Нохтуйск. Верхняя часть переходной пачки слагается тонкозернистыми глауконитово-кварцевыми песчаниками с доломитовым цементом. Количество карбонатного материала и зерен глауконита кверху постепенно уменьшается, и в вышележащей собственно жербинской свите они полностью отсутствуют. Свита слагается светлоокрашенными — белыми, сероватыми или желтоватыми, — реже более темными, плотными кварцитоподобными кварцевыми песчаниками, среди которых по текстуре можно различить массивные песчаники и слоистые, образующие тонкие (около 1 см) плитки с неровными поверхностями. Встречается косая слоистость. Массивные и плитчатые песчаники чередуются, образуя то мощные слои, то пачки с частым переслаиванием. Плитчатые песчаники мелкозернисты, массивные разности обычно более крупно- и неравнозернисты. Встречаются прослойки мелкогалечного конгломерата, состоящего из галек кварца размером до 2 см среди песчаного неравнозернистого цемента, составляющего около 60% породы. Почти во всех разностях песчаников присутствует железистое вещество, имеющее красную или ржаво-бурую окраску. Оно встречается в виде мелких охристых частиц, придающих породе крапчатый вид или окрашивает породу полосами. В плитчатых разностях полосы располагаются параллельно слоистости, в массивных — беспорядочно. Значительную роль в свите играют алевритистые аргиллиты, образующие то самостоятельные мощные пласты (по 3—8—10 м), то тонкие прослойки среди плитчатых песчаников. Аргиллиты имеют зеленовато-серую или буроватую окраску и хорошо слоисты, иногда даже листоваты. Общая мощность свиты достигает 200 м.

Верхнюю границу жербинской свиты в изученных нами разрезах наблюдать не удалось. По данным Н. М. Чумакова (1958), в ряде пунктов в бассейне р. Большой Патом наблюдался постепенный переход этой свиты в вышележащую тинновскую (свита битуминозных известняков). Так, например, в обнажении по р. Кутукан, правому притоку р. Большой Патом, среди обычных песчаников и зеленовато-серых алевритистых аргиллитов жербинской свиты появляются прослойки черных аргиллитов и темноокрашенных (по-видимому, благодаря примеси органического вещества) песчаников. Выше появляются отдельные прослойки черных известняков, а затем толща переходит в частое переслаивание черных аргиллитов и черных крупно- и мелкокристаллических вонючих известняков, среди которых встречаются редкие незначительные прослойки песчаников.

Отложения верхней части толбинского подъяруса выделяются под именем тинновской свиты или свиты битуминозных известняков. Наиболее полный разрез этой толщи можно наблюдать на левом берегу р. Лены близ с. Нохтуйск, где она слагает нижнюю часть огромного непрерывного обнажения нижнекембрийских пород общей мощностью около 2000 м. По литологическому составу в свите отчетливо выделяются 6 пачек (фиг. 4).

1. Нижняя пачка видимой мощностью 45 м сложена темно-бурыми, почти черными тонкослоистыми плотными алевритистыми аргиллитами, распадающимися при выветривании на тончайшие (до долей миллиметра) пластинки. На поперечном расколе более толстых плиток ясно видна правильная микрослоистость, выражающаяся в чередовании черных и более светлых — бурых слоечков. Поверхности плиток покрыты мельчайшими блестящими слюдами. Среди аргиллитов часто встречаются выклинивающиеся прослойки темно-серого пелитоморфного известковистого доломита мощностью от 1 до 10—15 см. Как аргиллиты, так и доломиты обладают слабым битуминозным запахом.

2. Вышележащая пачка мощностью 19 м состоит из частого переслаивания известняков (75%) и аргиллитов (25%). Кроме аргиллитов, аналогичных описанным выше, здесь появляются более мягкие и сильно известковистые аргиллиты. Среди известняков можно выделить следующие разновидности: «антрацитоподобные», крупнокристаллические известняки (кристаллы от 1 до 4 мм); тонкополосчатые доломитистые известняки, состоящие из чередующихся слоечков толщиной от долей миллиметра до 1,5 мм черного и светло-серого цвета и темно-серые мелкокристаллические однородные известняки. Все эти породы (особенно известняки) обладают исключительно резким запахом бензина, который чувствуется даже непосредственно на обнажении.

3. Третья пачка мощностью в 65 м сложена глинистыми породами и начинается темно-бурыми алевритистыми аргиллитами, аналогичными породам первой пачки. Выше появляются зеленоватые и желтовато-бурые прослои, сменяющиеся в верхней части чередованием слоев серой, желтовато-серой, зеленоватой, красной и лиловой окраски. Вверх по разрезу количество алевритового материала постепенно уменьшается и появляется известковистость; в некоторых прослоях аргиллиты переходят в тонкоплитчатые мергели. По всей пачке встречаются тонкие (от 3—5 до 10—20 см) прослои афанитовых доломитистых известняков различной окраски, соответствующей окраске вмещающих глинистых пород.

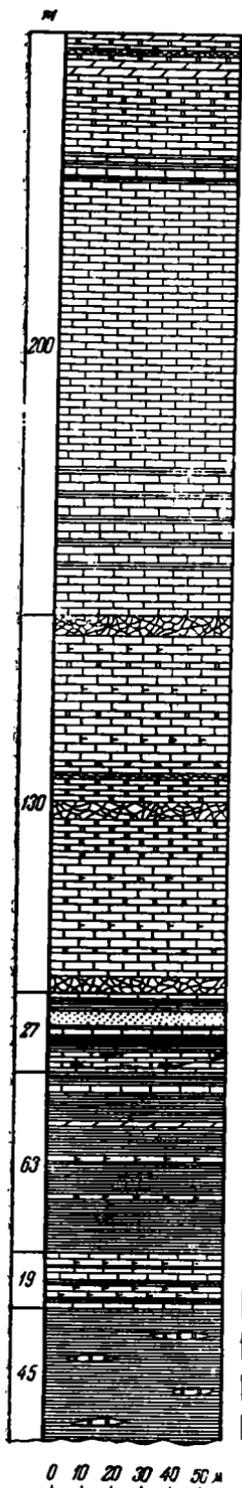
4. В следующей пачке мощностью 27 м чередуются темные известняки, глины, косослоистые песчаники и кремнистые породы, часто связанные друг с другом постепенными переходами. Кварцевые грубонервнозернистые песчаники, иногда переходящие в мелкогалечный конгломерат, переслаиваются с пестрыми листоватыми аргиллитами или образуют слои до 5,5 м среди темных, иногда сильно обогащенных песчаным материалом пелитоморфных известняков. В известняках нередко наблюдается как окремнение отдельных слоечков, так и линзовидные конкреции черного кремня длиной от 3 до 30 см. Кроме того, встречается своеобразная кремнистая порода, имеющая угольно-черную окраску, шероховатый матовый излом и плотное строение без признаков слоистости. Иногда можно различить, что она состоит из мелких (до 1,5—2 мм) плоскоовальных телец. В этой породе обнаружены микроорганизмы, описанные Е. А. Рейтлингер (1948) как фораминиферы (?) *Obruchevella*. Карбонатные породы пачки обладают отчетливым, но менее резким, чем в нижележащих слоях, запахом бензина.

5. Средняя часть свиты мощностью в 130 м сложена пачкой темно-серых тонкокристаллических неоднородных известняков с прослоями темно-бурых глинистых доломитов и карбонатных брекчий. Известняки и доломитистые известняки этой пачки имеют обычно неоднородное комковатое строение и почти всегда содержат примесь черного глиноподобного вещества, либо образующего примазки, либо обволакивающего отдельные «комки». Кроме того, в известняках очень много тонких прожилков белого кальцита, увеличивающих неоднородность породы. Карбонатные брекчии состоят из угловатых обломков известняков и доломитов, аналогичных вмещающим породам.

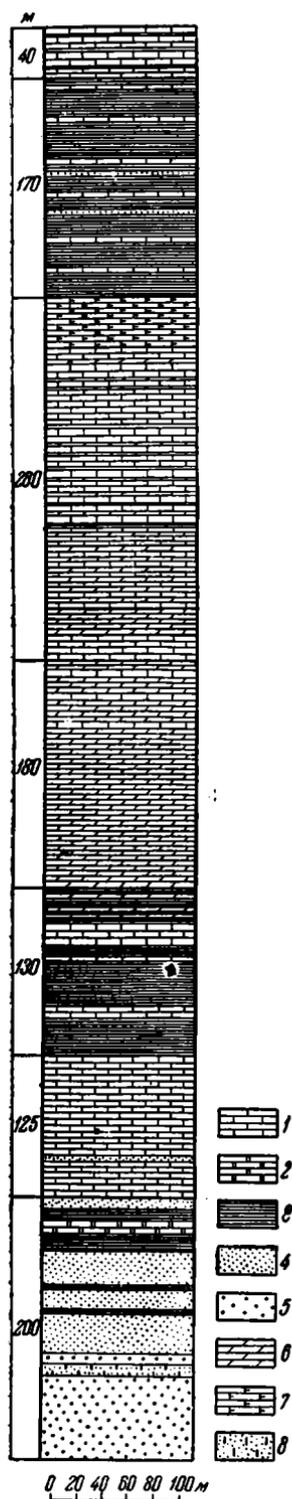
6. Самая большая верхняя пачка мощностью около 200 м сложена коричневато-серыми плитчатыми афанитовыми известняками с прослоями (до 1 м) желтой, реже пестрой известковистой глины. Встречаются слои светлых, серых и желтоватых доломитов.

Общая видимая мощность тинновской свиты в нохтуйском разрезе около 500 м.

На восточной окраине Байкало-Патомского нагорья, в нижнем течении р. Жуи, верхняя часть толбинского подъяруса, судя по немногочисленным неполным обнажениям, сложена такими же, как описанные выше,



Фиг. 4. Разрез тинновой свиты по р. Лене близ с. Нохтуйск  
 1 — известняк; 2 — доломитистый известняк; 3 — доломит; 4 — аргиллит (глина); 5 — песчаник крупнозернистый; 6 — мергель; 7 — брекчия; 8 — кремнистая порода



Фиг. 5. Разрез известняково-сланцевой свиты по р. Чае по В. В. Домбровскому  
 1 — известняк; 2 — доломит; 3 — аргиллит; 4 — песчаник мелкозернистый; 5 — песчаник крупнозернистый; 6 — мергель; 7 — доломитистый известняк; 8 — известнистый песчаник

породами, но, по-видимому, здесь большим распространением пользуются доломиты и карбонатные брекчии.

Западнее с. Нохтуйск аналогичный описанному разрез толбинского подъяруса, отличающийся лишь некоторыми деталями, наблюдается по рекам Большой и Малый Патом (Чумаков, 1958). В нижнем течении р. Витим обнажается лишь нижняя — жербинская свита, залегающая также совершенно согласно на протерозойских отложениях (Старостина, 1935; Головенко, 1957). Еще западнее, по р. Чуе, отложения этого возраста не вскрыты (Катушенок, 1940) и полный разрез толбинского подъяруса наблюдается вновь уже по р. Чае, где он описан В. В. Домбровским (1940) под названием известняково-сланцевой свиты (фиг. 5) и позднее Н. А. Грибовой и С. П. Ситниковым (1947) под названием толбинской свиты.

По описанию Домбровского, нижняя часть свиты сложена в основном кварцитами и кварцитовидными песчаниками. Кварциты светлые то тонкозернистые плитчатые «рябые» от множества мелких железистых пятнышек, то грубые гравийные косослоистые, то массивные крупно- и среднезернистые с гравием и редко разбросанными, хорошо окатанными кварцевыми гальками. Среди кварцитов наблюдаются прослойки и пачки песчаных и слюдяных темно-серых сланцев, развитых преимущественно в верхней половине кварцевой толщи. В самом верхе последней появляются прослойки черных вонючих известняков. Общая мощность кварцевой толщи, соответствующей жербинской свите северной окраины Патомского нагорья, составляет около 200 м. Нижние 50—60 м известняково-сланцевой свиты, сложенные светлыми афанитовыми известняками со столоставленными, резко отличающимися от всех вышележащих, могут быть сопоставлены, по-видимому, уже с жуинской свитой верхнего протерозоя более восточных районов.

Вышележащая часть известняково-сланцевой свиты мощностью около 900 м слагается чередованием глинистых и карбонатных пород (фиг. 5). Массивные и тонкослоистые темно-серые, почти черные известняки в большинстве случаев обладают интенсивным запахом битума или сероводорода. Встречаются водорослевые, оолитовые и брекчиевидные разности; для нижней части характерны стяжения кремня. В трещинах черных известняков Р. М. Шерром были обнаружены скопления твердого битума. Глинистые породы представлены серыми тонкослоистыми сланцеватыми слюдяными аргиллитами со значительным количеством мелких зерен пирита. Среди аргиллитов нередки прослойки серых и черных известняков, встречаются тонкие прослойки кварцитовидных песчаников. Мергели серые, плотные, часто слюдяные, иногда песчаные, слагают в средней части толщи мощные пачки и многочисленные прослойки. Эта толща хорошо сопоставляется с тинновской свитой более восточных разрезов. При сравнении можно видеть, что в бассейне р. Чаи отложения толбинского подъяруса мощностью в 1100 м в общем такие же, как и на северной и восточной окраинах Байкало-Патомского нагорья. Южнее достоверные отложения толбинского подъяруса не встречены, и его аналоги вновь широко развиты уже в Западном Прибайкалье.

Выделение толбинского подъяруса в Западном Прибайкалье стало возможным только в результате ряда работ, опубликованных за последнее время. К ним прежде всего относятся работы Е. В. Павловского, который на основании многолетних исследований, начатых еще в 1934 г., четко расчленил верхнепротерозойские и нижнекембрийские отложения. По данным Е. В. Павловского (1937<sub>1,2</sub>), нижний кембрий начинается здесь ушаковской свитой, которая с резким угловым несогласием залегает на различных свитах верхнего протерозоя и архея. Е. Э. Разумовская (1956) сопоставляет ушаковскую свиту с толбинской восточных разрезов

Сибирской платформы. Это же сопоставление приведено в работах Н. С. Зайцева (1954) и Я. К. Писарчик (1955).

Ушаковская свита обнажена лишь в южной части Западного Прибайкалья. Выходы ее тянутся узкой полосой шириной до 30 км и протяженностью около 250 км, примерно от верховьев р. Лены на северо-восток до параллели истоков р. Ангары на юго-запад. Наилучший разрез вскрыт в бассейне р. Бугульдейки (район рек Куртун, Кидуса). По данным Я. К. Писарчик, нижние 250 м представлены чередованием песчаников, гравелитов и конгломератов. Мощности слоев меняются от нескольких метров до нескольких десятков метров. Быстро выклинивающиеся по простиранию конгломераты сложены галькой и мелкими валунами более древних пород, развитых в близлежащих районах. По данным Е. В. Павловского (1948), в конгломерате встречаются аляскиты, кристаллические известняки и гранатовые сланцы, кислые и основные изверженные породы протерозоя, кварциты и кварцитовые сланцы и кератофиры голоустинской свиты ( $Prz_2^1$ ), филлиты и мелкокристаллические известняки улунгуйской свиты ( $Prz_2^2$ ). Песчаники представлены типичными граувакками с галькой перечисленных выше древних пород.

Выше по разрезу конгломераты исчезают, а гравелиты и песчаники постепенно вытесняются алевролитами и аргиллитами. Самые верхние 500 м, по данным Я. К. Писарчик, сложены ритмично чередующимися слоями песчаников, алевролитов и аргиллитов. Общая мощность ушаковской свиты в Западном Прибайкалье составляет 1000—1300 м.

Подобный характер ушаковской свиты сохраняется на всей территории ее распространения и только в районе р. Правой Ушаковки в верхах свиты появляется большое количество конгломератов (Писарчик, 1955).

В пределах южной части внутреннего поля Иркутского амфитеатра ушаковская свита вскрыта глубоким бурением. В отличие от районов Западного Прибайкалья в скважинах Иркутского амфитеатра грубые конгломераты в нижней части ушаковской свиты полностью отсутствуют, а количество сланцев в разрезе увеличивается. Общая мощность свиты резко сокращается. Так, по данным Я. К. Писарчик (1955), полная мощность ушаковской свиты в Бельской скважине — 291 м; вскрытая мощность в Большой Разводнинской скважине — 321,4 м, в Боханской скважине — 414 м, в Тыретьской скважине — 263,4 м.

В юго-восточном Присяянье в разрезах по рекам Иркут, Большой Белой, Оке, по данным В. Н. Даниловича (1949, 1951), В. С. Карпышева (1951), Т. И. Бурцевой (1952) и других исследователей, непосредственно на архее залегают более молодые отложения кембрия (мотская свита).

На западе Сибирской платформы, в северо-восточном Присяянье и на восточных окраинах Енисейского кряжа — среди исследователей вопрос о нижней границе кембрия до сих пор остается спорным и окончательно не решенным. Это обусловлено отсутствием органических остатков и очень слабой метаморфизацией пород в разрезе. Нам кажется наиболее обоснованным проводить границу между кембрием и протерозоем так же, как на Алданском массиве и в Прибайкалье, по первому отчетливо выраженному несогласию, наблюдающемуся в толще отложений, залегающих ниже палеонтологически охарактеризованных горизонтов нижнего кембрия. К толбинскому подъярсу на этой территории мы условно относим нижнюю часть этой толщи, ограниченную снизу несогласием, а сверху подошвой характерных пестроцветных отложений журиинского подъяруса (мотская свита).

Так, в районе р. Уды, к толбинскому подъярсу нами относятся богатырская, удинская и айсинская свиты, выделенные Е. В. Павловским

(1954) и представляющие единый комплекс, залегающий с резким угловым несогласием на более древних отложениях.

Схема расчленения этих толщ впервые была выдвинута Л. Г. Котельниковым (1933), а затем подтверждена последующими работами К. К. Хазановича (1940), Е. В. Павловского (1954), Г. И. Кириченко и В. Н. Гурьяновой (1955), В. Т. Мордовского (1956) и др.

Богатырская свита начинается горизонтом серого, местами красновато-серого базального конгломерата с линзами песчаников. Конгломерат содержит гальку и крупные (до 0,4 м) валуны протерозойских и архейских пород, развитых в этом районе: кварцевых песчаников, кварцитов, жильного кварца, доломитов, яшмовидных пород, гематита, разнообразных гнейсов, гранит-порфиров, кварцево-хлорит-серицитовых сланцев. Базальный горизонт мощностью от 30 до 100 м сменяет 200-метровая толща полимиктовых обычно красных песчаников различной зернистости с прослоями доломитов и доломитизированных известняков. Отдельные прослои песчаников косослоистые, со знаками ряби и трещинами усыхания.

Выше залегает толща тонко- и мелкозернистых, тонкослоистых пестрых кварцевых песчаников и кварцево-доломитовых пород мощностью около 300 м, включающая четыре прослоя доломитов местами с заметной оолитовой или водорослевой структурой.

Удинская свита, по данным Е. В. Павловского (1954), сложена типичными полимиктовыми песчаниками с глинисто-хлоритовым цементом. В нижней ее части спорадически появляются маломощные (0,5—1 м) прослои конгломерата, сложенные окатанной галькой различных протерозойских пород (биотитового гранита, кварцитов, сланцев, доломитов, жильного кварца). Встречаются отдельные прослои (до 30 м) темных плотных толстоплитчатых известняков с битуминозным запахом. Мощность свиты 500 м.

Айсинская свита сложена довольно рыхлыми аргиллитами, по напластованию серицитизированными, перемежающимися с тонкозернистыми песчанистыми известняками и полимиктовыми песчаниками (Павловский, 1954; Кириченко, Гурьянова, 1955). Окраска пород пестрая, преобладают разнообразные оттенки зеленого, лилового и красного цветов. Обнажена айсинская свита очень плохо, в связи с чем мощность ее условно определяется в пределах 100—200 м.

Таким образом, общая мощность толбинского подъяруса в районе р. Уды около 1100—1200 м. Как указывают Г. И. Кириченко и В. Н. Гурьянова (1955), эти отложения могут соответствовать ушаковской свите Западного Прибайкалья.

В северо-западном Присянье, в районе рек Бирюсы, Тагул и Туманшет к толбинскому подъярису так же условно, как и в предыдущем районе, нами относятся карагасская и оселочная свиты, из которых первая напоминает богатырскую свиту, а вторая весьма близка к удинской и айсинской свитам (Мордовский, 1956). К основанию нижнего кембрия эти свиты относят также А. С. Хоментовский (1950), М. А. Цахновский и ряд других геологов<sup>1</sup>.

Карагасская свита сложена мелкозернистыми доломитами, песчанистыми доломитами и очень плотными кварцитовидными песчаниками. Контакт ее с нижележащими протерозойскими толщами обычно тектонический. В основании свиты развит конгломерат с галькой и мелкими валунами кварцитов, железистых кварцитов, песчаников, кварца, гранитов, пегматитов, серицито-кварцевых сланцев. Для вышележащей части

<sup>1</sup> В сводке по югу Сибирской платформы В. Г. Васильева и другие авторы (1957) тоже выделяют толбинский подъярус, но относят к нему только оселочную, удинскую и айсинскую свиты.

свиты характерно ритмичное чередование песчаников, массивных доломитов, тонкослоистых доломитов, глинистых доломитов, аргиллитов. Мощность отдельных прослоев этих пород колеблется от 0,05 до 0,5 м. В песчаниках и доломитах встречается косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания. Окраска пород нижней половины свиты преимущественно красновато-розовая (Хоментовский, 1950; Королук, 1955).

Большинство исследователей общую мощность карагасской свиты оценивают в 400—500 м.

В оселочной свите, с разрезом которой нам удалось бегло познакомиться в 1957 г., можно выделить не менее трех пачек. Нижняя (150 м) сложена ритмичным чередованием темно-серых алевролитов, аргиллитов и песчаников. Выше лежит 100-метровая пачка переслаивания розоватых и серых алевролитов, сходных с породами карагасской свиты.

Верхняя пачка оселочной свиты сложена ритмичным чередованием небольших прослоев мелкозернистых грауваккоподобных песчаников, алевролитов и аргиллитов. В этой пачке выделяются отдельные более мощные слои песчаников, достигающие 5 м. В кровле встречаются прослои доломитов. В целом для пачки и особенно для ее верхов характерно преобладание песчаников и алевролитов (Хоментовский, 1950). По мнению В. Т. Мордовского и др. (1953), эта толща чрезвычайно напоминает отложения песчано-глинистого флиша эоцена Закавказья. Окраска пород зеленовато-серая, голубоватая, местами с ярко выраженным лиловым, коричневым или красноватым оттенком. Общая мощность оселочной свиты не менее 1250 м, а мощность всего толбинского горизонта в Туманшетском районе около 1750 м.

Севернее, уже в пределах юго-восточной окраины Енисейского края, к толбинскому подъярису мы относим отложения, которые А. А. Предтеченский еще в 1937 г. сопоставлял с ушаковской свитой Западного Прибайкалья. Вслед за ним эта же точка зрения была высказана Г. И. Кириченко (1955).

Наиболее хорошо эти отложения были изучены на р. Тасеевой близ устья р. Усолки. По данным А. А. Предтеченского здесь выделены:

1. Нижняя красноцветная толща средне- и мелкозернистых полимиктовых песчаников малиново-красного, местами лилово-коричневого, а в верхней части зеленого цвета. Основание этой толщи нигде в районе не обнажено. А. А. Предтеченский оценивает ее мощность в 1100—1250 м, по данным же М. А. Семихатова (1957) мощность этой толщи, названной им ковальской свитой, не превышает 800 м.

2. Нижняя красноцветная толща (ковальская свита) постепенно переходит в толщу зелено-серых песчаников и аргиллитов (алешинская свита Семихатова), сложенную пачками ритмично чередующихся грауваккоподобных песчаников, алевролитов и аргиллитов. В одних пачках преобладают песчаники, а аргиллиты образуют лишь тончайшие прослои; в других, наоборот, песчаники играют весьма подчиненную роль. Среди аргиллитов изредка встречаются тонкие прослои доломитов. Окраска пород зеленовато-серая, но в верхней половине часто переходит в зеленовато-малиновую и зеленовато-черную. Мощность толщи 250—300 м.

Таким образом, общая мощность толбинского подъяруса на р. Усолке составляет 1100—1500 м.

Совершенно аналогичный разрез толбинского подъяруса вскрыт на Ангаре в районе скалы Гребенской Бык (Семихатов, 1957; Кириченко, 1955). К востоку по Ангаре наблюдается весьма значительное, но постепенное уменьшение мощностей как ковальской, так и алешинской свит толбинского подъяруса (Семихатов, 1957). Так на р. Иркинеевой ковальская свита (нижняя часть точильной свиты С. В. Обручева, 1932) сложена мелко- и среднезернистыми, преимущественно кварцевыми косослоистыми

песчаниками, содержащими рассеянную гальку кварца<sup>1</sup>. Песчаники имеют вишнево-красную окраску. Мощность ковальской свиты на р. Иркинеевой несколько более 100 м. Вышележащая аleshинская свита 30-метровой мощности сложена серыми и зеленовато-серыми песчаниками, переслаивающимися с зеленовато-серыми аргиллитами, а иногда и известняками. Общая мощность толбинского подъяруса на р. Иркинеевой около 150 м.

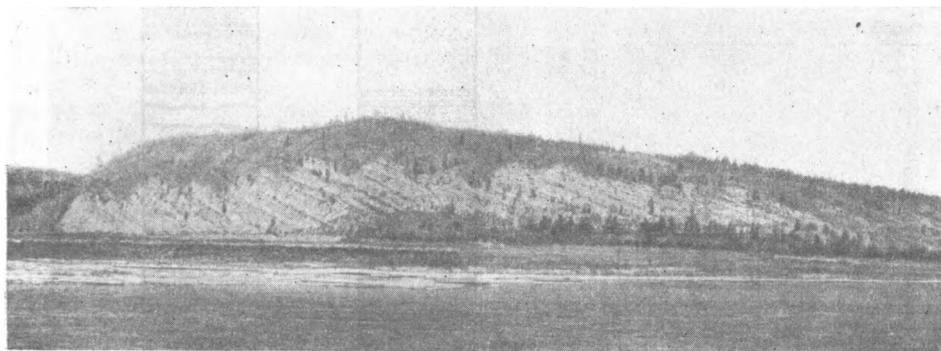
На северо-восточной окраине Енисейского края разрез отложений, относимых нами к толбинскому подъярису (нижняя часть порожихинской свиты) также изменчив. На р. Тее непосредственно в районе одноименного поселка разрез нижнего кембрия начинается слоем бурого конгломерата до 2,5 м мощности, залегающего с размывом и угловым несогласием на дислоцированных зеленовато-серых серицитизированных глинистых сланцах удерейской свиты верхнего протерозоя. Конгломерат состоит из слабоокатанной крупной гальки и мелких глыб подстилающих сланцев, сцементированных бурым песчаником. Выше лежит однообразная толща чередующихся слоев плитчатых мелкозернистых и тонкозернистых (близких к алевролиту) полимиктовых песчаников красного и красновато-серого цвета. Среди них встречаются прослои до 0,5 м крупнозернистых песчаников. Для большей части толщи характерна тонкая горизонтальная слоистость и лишь в отдельных прослоях наблюдается волнистая. Видимая мощность ее в обнажении 95 м, но, судя по высыпкам, полная мощность достигает 400 м.

Выше М. А. Семихатов выделяет пачку светло-серых тонкослоистых доломитов мощностью 45 м. Над ними залегают толща, в которой мелкие песчано-глинистые пачки чередуются со слоями плотных кварцитовидных песчаников, выступающих по склону в виде карнизов. Песчано-глинистые пачки мощностью от нескольких метров до 15—20 м состоят из очень тонкого переслаивания тонкозернистых серых песчаников и темных зеленовато-серых слюдястых аргиллитов. Мощность прослоев песчаников не выдержана и меняется от нескольких миллиметров до 15 см; для них характерны неровные подошва и кровля, а также глинистые примазки по поверхностям напластования. В отдельных прослоях на поверхностях напластования сохранились знаки ряби.

Чередующиеся с этими пачками отдельные слои песчаников характеризуются большей крупностью зерен (до гравелитов), железисто-карбонатным (доломитовым) цементом, мелкой волнистой слоистостью с глинистыми примазками на поверхностях напластования и небольшими (до 2 см) галечками серых аргиллитов; вверх по разрезу количество песчаников заметно уменьшается. В целом толща очень напоминает отложения карагасской свиты. Мощность ее около 300 м.

Вышележащая часть разреза (фиг. 6—7) сложена пачками ритмично чередующихся слоев терригенных пород различной зернистости (песчаники, алевролиты, аргиллиты), разделенных мощными (7—12 м) пластинами полимиктового песчаника (фиг. 8). Ритмы в пачках простые, мощностью 10—20 м, иногда до 50 см. Первый элемент ритма сложен крепкими мелкозернистыми песчаниками, в подошве которых встречаются гиероглифы и знаки внедрения. Алевролиты (второй элемент ритма) более рыхлые; в них часто развита тонкая косоволнистая слоистость, обычно приуроченная к верхней части слоя, поверхность которого в этих случаях покрыта пологой рябью. В нескольких образцах алевролитов встречены мелкие складочки, заброшенные в одном направлении (Григорьев, 1956).

<sup>1</sup> На Ангаре в ряде мест отложения ковальской свиты с угловым несогласием в 30—40° перекрывают нижележащие отложения протерозоя (Кузнецов, 1946; Хоменковский, 1945; Семихатов; 1957).



Фиг. 6. Толща флишеподобно чередующихся пород в порожихинской свите против пос. Тея

Границы между отдельными элементами ритма и самими ритмами обычно достаточно четкие. Большинство ритмов содержат все три элемента (песчаник, алевролит и аргиллит), причем наиболее мощным в них является первый и наименее мощным третий, иногда измеряемый 1—2 см. Часто встречаются ритмы, сложенные вторым и третьим и значительно реже первым и вторым или первым и третьим элементами.

Мощные пласты песчаника, разделяющие пакки ритмичного чередования, приурочены к нижней части разреза и, как правило, разделены несколькими тонкими прослоями алевролитов или аргиллитов, мощность которых обычно не превышает нескольких десятков сантиметров, а часто она около 1—2 см (фиг. 8, пачка III). Иногда в песчаниках встречается галька аргиллитов. По-видимому, они представляют собой резко увеличенные в мощности первые элементы ритма. Большинство пород толщи имеет голубовато-серую окраску, при выветривании переходящую в зеленовато-серую и желто-зеленую.

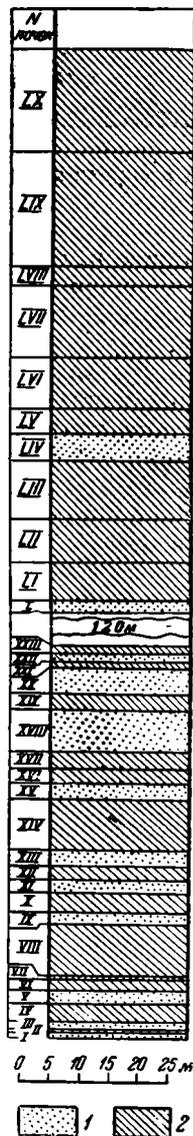
Из приведенного выше видно, что типы пород в ритме, их текстурные и структурные особенности, а также характер чередования отвечают определению флиша, данному Н. Б. Вассоевичем (1948).

Наличие в разрезе мощных пластов песчаника, столь типичное для данной толщи, соответствует выделенному им кубанскому типу флиша.

Общая мощность отложений толбинского подъяруса на изученном участке р. Теи не менее 700 м.

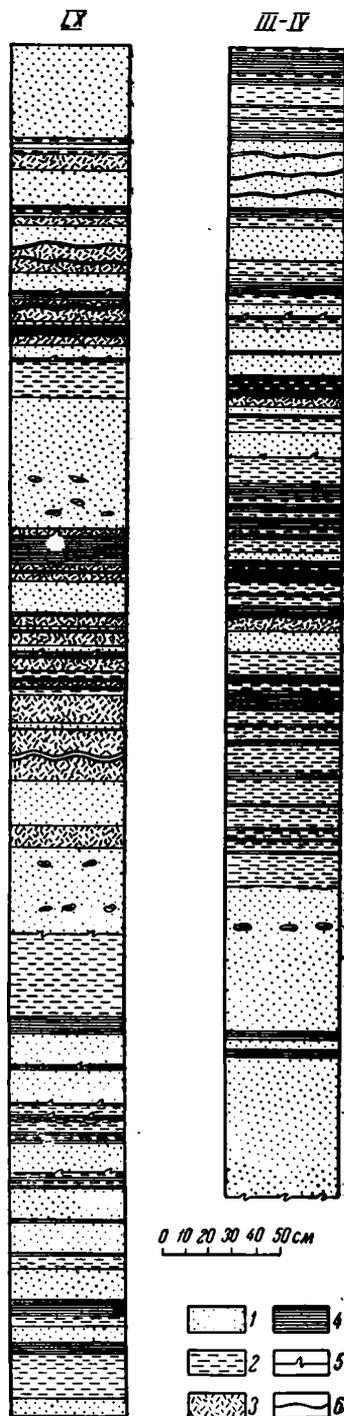
Описанный разрез в западном направлении испытывает постепенные изменения и в верховьях р. Вороговки (левый приток Енисея), по данным И. Г. Николаева (1930), флишевые отложения переходят в своеобразную толщу конгломератов. В плотной, лишенной слоистости серой карбонатно-глинисто-песчаной массе, очень напоминающей описанные выше песчаники, неравномерно и без всякой ориентировки включен грубообломочный материал — от гравия и гальки до валунов и мелких глыб. Сравнительно мелкие (5—15 см), хорошо окатанные валуны сложены породами нижнего протерозоя, широко развитыми в соседних к юго-западу районах. Это — гнейсы, кварциты, сланцы, граниты и другие породы. Поверхности отдельных валунов пришлифованы, а в двух случаях И. Г. Николаеву удалось наблюдать ледниковую штриховку. Однако преобладают здесь крупные неокатанные валуны и мелкие глыбы (до 1,2 м) кремнистых известняков из подстилающих отложений верхнего протерозоя. Мощность этих конгломератов, указанная И. Г. Николаевым (800 м), по мнению ряда геологов преувеличена.

В обнажении по р. Тее, ниже о-ва Талого, отложения толбинского подъяруса, также несогласно залегающие на удерейских сланцах



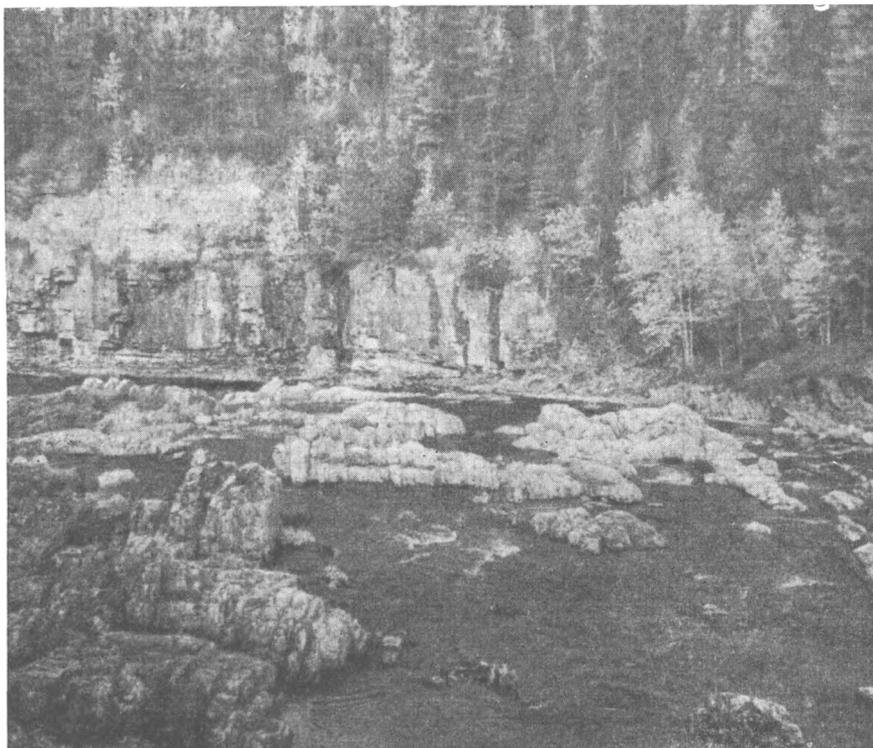
Фиг. 7. Характер чередования пластов песчаника с пакетами ритмического чередования в обнажении против пос. Тея

1 — песчаники; 2 — пакеты чередования песчаников, алевролитов, аргиллитов. Римские цифры — номера пачек



Фиг. 8. Характер строения отдельных пачек в обнажении против пос. Тея

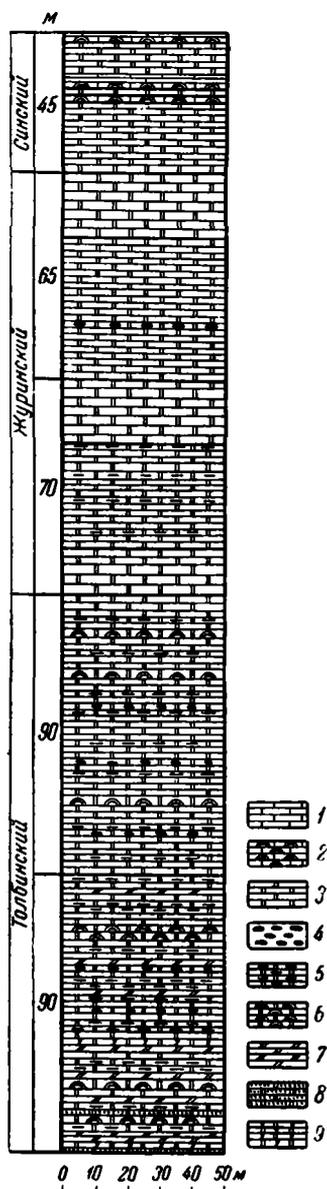
1 — плотные песчаники; 2 — алевролиты; 3 — алевролиты с косой слоистостью; 4 — аргиллиты; 5 — негативные гироглифы; 6 — знаки волновой ряби. Римские цифры — номера пачек



Фиг. 9. Угловое несогласие между платоновской свитой и верхним протерозоем (р. Большая Шориха);

верхнего протерозоя (Григорьев, Репина, 1956), имеют совершенно иной характер. В основании разреза здесь выделяется пачка (60 м), сложенная почти исключительно доломитами и песчанистыми доломитами, из которых нижние 15—20 м окрашены в красный и фиолетово-красный цвет. В 4 м от подошвы залегает 3-метровый слой красного мелкогалечного конгломерата с мелкой (до 5 см) хорошо окатанной галькой подстилающих сланцев удерейской свиты протерозоя, неокатанными обломками доломита и редкими гравийными зернами кварца, сцементированными доломитом. Отдельные тонкие прослой такого конгломерата встречаются и выше. Среди доломитов широко распространены светлые крупнокристаллические грубоплитчатые песчаниковидные разности со стилолитами, параллельными напластованию. Иногда доломиты слагают строматолитовые биогермы, вокруг которых встречаются доломитовые конгломераты. В песчанистых доломитах и доломитистых песчаниках вместе с обломочными зернами часто попадаются оолиты. Выше лежат полевшпатово-кварцевые песчаники, крепкие, мелко- и грубозернистые, светло-серого цвета, обычно переслаивающиеся с зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами и реже песчанистыми доломитами и доломитами. Общая мощность отложений около 200 м.

В Туруханском районе на различных свитах верхнего протерозоя залегает платоновская свита. Угловое несогласие прекрасно видно на реках Большой Шорихе и Сухой Тунгуске (фиг. 9). Базальный конгломерат мощностью до 50 см состоит из неокатанных обломков подстилающих пород протерозоя и мелких галек и зерен кварца. К толбинскому подъярису в этом районе нами условно отнесены две нижние пачки платоновской свиты (Григорьев, Репина, 1956). Нижняя из них сложена частым



Фиг. 10. Сводный разрез платоновской свиты

1 — известняк; 2 — строматолитовый известняк; 3 — доломит; 4 — кремневые конкреции; 5 — глинистый доломит; 6 — строматолитовый доломит; 7 — доломитовый мергель; 8 — песчанистый доломит; 9 — онколитовый доломит

Общая мощность отложений, относимых нами к толбинскому подъярсу, в Туруханском районе 180 м.

(обычно по 0,5—1,0 м) переслаиванием различных доломитов (фиг. 10), среди которых выделяются следующие разновидности:

1. Глинистые и алевролитисто-глинистые пелитоморфные доломиты, алевролитистые доломитовые мергели и песчано-алевритистые доломиты, которые отличаются друг от друга лишь большей или меньшей примесью песчано-алевритового материала. Все они серого, темно-серого и зеленовато-серого цвета, часто микрослоистые, тонкоплитчатые либо листоватые.

2. Афанитовые светло-серые тонкоплитчатые доломиты иногда с щелевидными пустотами от выщелоченного гипса.

3. Коричневатые серые тонкокристаллические грубоплитчатые доломиты, имеющие хорошо заметную в шлифах микросгустковую структуру, близкую к онколитовой, и слабый битуминозный запах.

4. Серые пелитоморфные доломиты, слагающие пластовые строматолитовые биогермы, которые выклиниваясь по простиранию переходят в линзы подводнооползневых брекчий мощностью до 20 см.

По напластованию пород местами широко развиты лепешки светлых полосатых кремней неправильной формы. В глинистых доломитах часто отмечаются знаки ряби, трещины усыхания и следы внутриформационных перемыслов, представленные тонкими прослоями конгломератов с галькой вмещающих доломитов. Мощность пачки 90 м.

Вторая пачка отличается от нижележащей главным образом меньшим количеством терригенного материала и сложена чередованием тонкоплитчатых слабоглинистых серых и зеленовато-серых пелитоморфных доломитов с более толстоплитчатыми афанитовыми доломитами.

На Сухой Тунгуске в этой пачке широко распространены прослои с крупными караваеобразными строматолитовыми онкоидами до 2—3 м в диаметре, сложенные светло-серым массивным мелкокристаллическим доломитом (Драгунов, 1956). Обычно они удалены друг от друга на несколько метров. Промежутки между ними сложены более тонкокристаллическим доломитом с комковатой текстурой. На Нижней Тунгуске подобных водорослевых образований в этой части платоновской свиты встречено не было. Мощность пачки 85—90 м.

## ЖУРИНСКИЙ ПОДЪЯРУС

В восточных разрезах северного склона Алданского массива отложения журинского подъяруса, выделяемые здесь под названием пестроцветной свиты, охарактеризованы богатой и разнообразной фауной. В них найдены трилобиты: *Triangulaspis meglitzkii* Lerm., *Cobboldia dentata* Lerm., *Pagetiellus tolli* Lerm., *P. lenaicus* (Toll.), *Judomia dzevanovskii* Lerm., *J. sp.*, *Aldonaia ornata* Lerm., *Hebediscus ponderosus* Lerm., *Bergeroniaspis* sp., *Paedumias* sp., *Bonnia* sp., *Granularia* sp., *Erbia* sp. и др.; брахиоподы: *Botsfordia caelata* (Hall); гиолиты: *Orthotheca* aff. *glabra* Walcott., *O. cf. sica* Matthew., *Orthotheca* sp., *Salterella* sp., *Torelrella* sp., *Hyolithes* cf. *americanus* Bill., *H. cf. kotoi* Saito, *Hyolithes* sp.; археоциаты: *Ajacicyathus ijizkii* Toll., *A. khemtschikensis* Vologd., *Coscincyathus rojkovi* Vologd., *C. cornucepiae* Born., *Nochoroicyathus minabilis* Zhur., *N. lenaicus* Zhur., *Dictyocyathus laxus* Born., *D. yavorskii* Vologd., *Tersia nodosa* Vologd., *Ethmophyllum* sp. и др.— всего около 35 видов (Зеленов, Журавлева, Кордэ, 1955). Кроме того, были определены водоросли: *Renalcis jacuticus* Korde, *Epiphyton plumosum* Korde, *E. botomae* Korde, *E. jacutiae* Masl.

Обилие остатков фауны и значительная изменчивость археоциат по разрезу позволили в этом районе расчленить журинский подъярус на три горизонта: суннагинский, кенядинский и атдабанский (Зеленов, Журавлева, Кордэ, 1955). К сожалению, на остальной территории органические остатки в отложениях журинского подъяруса не встречены и эти горизонты пока не могут быть прослежены.

На востоке северного склона Алданского массива пестроцветная свита изучена в обнажениях, вскрытых р. Леной от с. Крестях до с. Синского и р. Ботомой в ее нижнем течении. К сожалению, самые низы свиты на этом участке не обнажаются.

Вскрытая часть пестроцветной свиты сложена бесконечным чередованием красных глинистых доломитистых и слабоглинистых известняков с зеленовато-серыми афанитовыми известняками и в обнажениях имеет пестрый, полосчатый облик (фиг. 11). Глинистые доломитистые известняки преобладают в нижней части свиты, где они образуют слои до 3—4 м мощностью. Вверх по разрезу мощность их уменьшается, содержание терригенного материала заметно падает, и в верхах свиты они практически исчезают, уступая место слабоглинистым и афанитовым известнякам. Последние, напротив, образуют в низах свиты редкие прослойки по 15—20 см толщины, а в верхней части становятся более частыми и образуют слои до 0,5—0,8 м мощности.

Глинистые доломитистые известняки представляют собой плотные породы с неровным шероховатым изломом, обладающие в большинстве случаев интенсивной темно-красной и бурой окраской. Эти известняки легко раскалываются на ровные плитки толщиной в 2—3 см. В них встречаются одиночные кубки археоциат (обычно в лежащем положении) и многочисленные конусы птеропод. На поверхностях напластования известняков часто видны извилистые следы роющих животных (червей). Слабоглинистые известняки плотные, толстослойные, с раковистым изломом. Окраска их бордово-красная, неравномерная по густоте и оттенкам; иногда наблюдаются расплывчатые серые пятна. Часто развиты сутурные линии. Органических остатков (археоциат и птеропод) местами много больше, чем в предыдущем типе. Афанитовые известняки обычно светлосерые, нередко со слабым зеленоватым оттенком, с типичным раковистым изломом. Часто встречаются сутурные и стилолитовые швы, а также тонкие прожилки и мелкие включения прозрачного кальцита. Органические остатки очень редки.



Фиг. 11. Характер чередования пород в пестроцветной свите  
(р. Лена ниже с. Жура)

Среди перечисленных пород пестроцветной свиты широко развиты археоциатовые, археоциатово-водорослевые и водорослевые (эпифитоновые) биогермы, которые сменяют друг друга вверх по разрезу и приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам. Детальное их описание приведено в работе И. Т. Журавлевой и К. К. Зеленова (1955). Особенно они многочисленны на р. Лене у устья р. Большой Чуран, у д. Крестях, против устья р. Журы, а также на участке от д. Ой-Муран до д. Юдей и в нижнем течении р. Ботомы.

Верхние 25—30 м журиинского подъяруса обычно выделяются местными геологами под названием переходной свиты. Из приведенного выше общего списка фауны пестроцветной свиты в переходной свите сохраняются только трилобиты: *Pagetiellus lenaicus* (Toll.), *P. tolli* Lerm., *Triangulaspis meglitzkii* Toll., *Cobboldia dentata* Lerm. и единичные археоциаты: *Ajacicyathus* sp., *Ethmophyllum* sp., *Nochoroicyathus lenaicus* Zhur., *Coscinoicyathus* sp. Лучше всего эта часть пестроцветной свиты обнажена на р. Лене, в районе устья р. Синей и в нижнем течении последней. Сложена она зеленовато-серыми сильноглинистыми известковистыми доломитами, с мелкими стяжениями тонкорассеянного пирита, зеленоватыми слабоглинистыми известняками и коричневатыми бугристыми известняками. Количество последних снизу вверх по разрезу увеличивается. Коричневатые известняки наиболее богаты остатками разнообразной фауны. В них встречаются редкие прослойки толщиной до 2 см, представляющие собой настоящий мелкодетритусовый органогенный известняк.

Общая видимая мощность отложений журиинского подъяруса, вскрытых в естественных обнажениях указанного выше района, около 125 м. Низы пестроцветной свиты такого же характера, как и вышележащая ее часть, были вскрыты буровыми скважинами Синского разведочного участка.

По данным М. Г. Равича (1944) и А. О. Розенцвита, в основании пестроцветной свиты здесь залегает глауконитово-карбонатная брекчия. Аналогичный характер отложений журиинского подъяруса сохраняется в скважинах Верхнеамгинского участка (Амга I), скважине Амга-Зерносовхоз (Амга II), а также в естественных обнажениях по р. Алдан (от Тумулдурского переката до р. Ханарынчи).

Общая мощность отложений журиинского подъяруса меняется от 180 м в районе устья р. Синей до 187,9 м в скважине Амга II, увеличиваясь в скважине Амга I до 228 м и уменьшаясь в обнажениях по р. Алдан до 120 м.

На самом востоке северного склона Алданского массива, в естественных обнажениях по р. Мае, пестроцветная свита имеет тот же характер, что и в обнажениях рек Лены и Ботомы. В основании видимой части разреза здесь наблюдается большое количество зерен глауконита. Некоторые пропластки известняков содержат настолько большое количество мелких птеропод, что могут называться птероподовыми известняками. Встречается также большое количество ходов червей.

Видимая мощность пестроцветной свиты здесь 100 м.

Более западные разрезы журиинского подъяруса, вскрытые в среднем течении р. Ботомы (место пересечения ее с Алданским трактом) и на р. Лене, между устьем р. Толбы и д. Ой-Муран, значительно отличаются от описанного (фиг. 12). Глинистые и слабоглинистые пестроокрашенные известняки, типичные для описанной пестроцветной свиты, вскрыты здесь лишь в самой нижней части разреза — 25—30 м.

Выше залегает пачка известняков, известная под названием «нохоройского горизонта». Основная порода этой пачки — коричневато-серые пятнистые афанитовые доломитистые известняки. Пятнистость обуславливается присутствием в известняках многочисленных участков самой различной формы и величины, сложенных светлым желтоватым пелитоморфным доломитом. Иногда доломитовые участки бывают окрашены в лиловато-красный цвет, что резко подчеркивает пятнистое, неоднородное строение породы.

В известняках широко развиты сутуры, благодаря которым массивные в свежем состоянии породы при выветривании распадаются на тонкие (от 1 до 2—3 см) плитки с неровными бугристыми поверхностями. Среди типичных пятнистых известняков встречаются прослои однородных желтовато-серых и серых плотных сильно доломитистых известняков, количество и мощность которых увеличиваются в верхних частях пачки. В прослоях известняков встречается детритус трилобитов, остатки птеропод и археоциат. Из сборов по р. Лене были определены археоциаты: *Ajacicyathus ijizkii* Toll., *A. khemtschikensis* Vologd., *Archaeocyathus* sp., *Coscincyathus rojkovi* Vologd., *Dictyocyathus laxus* Born., *Dictyocyathus* sp. и др. и водоросли *Epiphyton fasciculatum* Chapt., *Renalcis* sp. На р. Ботоме найдено два экземпляра трилобитов *Bergeoniaspis* sp. nov.

Мощность нохоройской пачки на р. Лене 60—70 м, на р. Ботоме — 20—30 м.

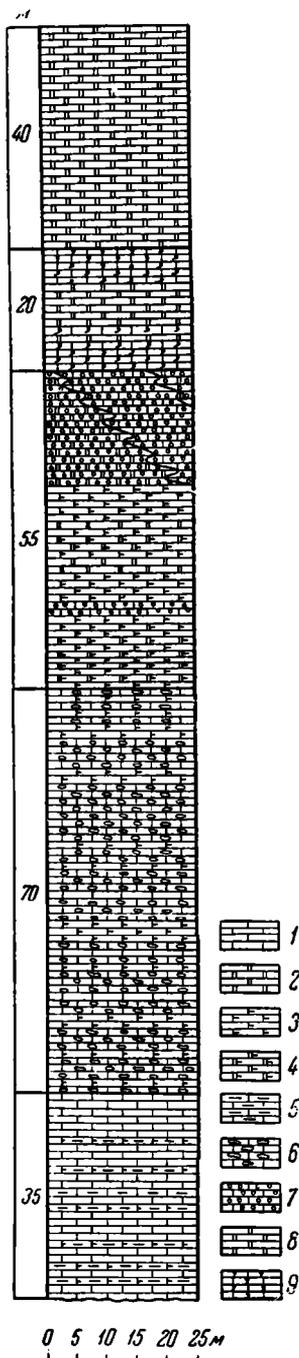
Выше с постепенным переходом залегает пачка, известная под названием «чуранского горизонта». Эту пачку можно разделить на две части. Нижняя часть сложена желтовато-или зеленовато-серыми, очень плотными, сильно доломитистыми известняками и доломитами с тонкими

линзообразными прослоями оолитовых известняков. Граница с нохорой-ской пачкой проводится условно по исчезновению пятнистой окраски в известняках. Верхняя часть сложена целиком оолитовыми известняками и доломитами. Оолитовые известняки представляют собой светло-серую или белую массивную плотную породу, состоящую из мелких, около 0,5 мм, оолитов. Иногда в них хорошо видна косая слоистость. В доломитах, имеющих вид массивной пористой породы желтоватого цвета, оолитовая структура видна значительно слабее. Наиболее ярко она заметна на поверхности выветривания.

На р. Лене в верхних 20 м чуранской пачки наблюдаются значительные изменения по простиранию. На западе это сплошные оолитовые доломиты, восточнее, в районе д. Малыкан, среди них появляются прослойки оолитовых известняков. Еще восточнее, в районе деревень Чуранка и База-Чуран, вся верхняя часть пачки замещается оолитовыми известняками и лишь около с. Жура над ними снова появляются оолитовые доломиты. Далее на восток оолитовая структура становится очень плохо заметной, и в массивных доломитах, развитых в районе р. Киси-Таас, мы не можем с уверенностью выделить оолитовые разности. Нижняя часть чуранской пачки, наоборот, постоянна по своему составу, но резко сокращается в мощности с запада на восток. В результате этого общая мощность чуранской пачки в районе ручья Семиверстного равна 76 м, а в районе д. База-Чуран всего лишь 29 м. На р. Ботоме ее слагают массивные пласты светлых косослоистых оолитовых доломитов, редко оолитовых известняков общей мощностью 10—20 м. Ни в одном из этих разрезов остатков фауны не обнаружено.

Верхняя пачка журинского подъяруса в описываемом районе выделяется обычно под названием «малыканского (или еловского) горизонта». Основная ее часть сложена чередованием светлых массивных и плитчатых доломитов, причем последние приурочены главным образом к нижней ее части.

Плитчатые доломиты образуют слои от 0,2 до 0,6 м, редко 1 м мощностью. Это весьма однородные породы афанитовой структуры с типичным раковистым изломом. Они образуют плитки по 3—5 см с ровными поверх-



Фиг. 12. Разрез пестроцветной свиты по р. Лене между устьем р. Толбы и с. Жура

1 — известняк; 2 — доломит; 3 — доломитистый известняк; 4 — известковистый доломит; 5 — глинистый известняк; 6 — пятнистый известняк; 7 — оолитовый известняк; 8 — оолитовый доломит; 9 — онколитовый известняк

ностями наложения. Окраска их светлая, неяркая, наблюдаются различные оттенки серого, желтого, розового и красного цвета. Изредка встречаются зеленоватые разности. Чередование их придает свите в общем пестрый облик. Массивные доломиты образуют более мощные слои от 0,4 до 1,5 м. Это белые или желтоватые, реже сероватые, тонко-, но ярко-кристаллические породы с неровным шероховатым изломом. Характерной их чертой является тонкая неравномерно распределенная пористость. Пестроцветность пород этой пачки с запада на восток уменьшается.

Для нижних 20 м малыканской пачки характерны белые или серовато-белые онколитовые известняки, количество которых с запада на восток увеличивается от единичного слоя в подошве до нескольких слоев во всей нижней части разреза. Прослои их до 5 м мощности разделены описанными выше доломитами. Известняки имеют фарфоровидный облик (просвечивают на краях скола), афанитовую, реже очень тонкокристаллическую структуру и раковистый излом. В большинстве случаев известняки пронизаны неправильными прослойками непостоянной мощности, от 1 мм до нескольких сантиметров, зеленовато-желтоватого тонкокристаллического доломита, располагающимися параллельно напластованию и иногда сливающимися друг с другом. В известняках были найдены трилобиты: *Protolenus* (?) sp. nov., *Bergeroniaspis* sp. nov., *Dolichometopinae* (?) sp. nov., *Binodaspis* (?) sp. nov.

Общая мощность малыканской пачки на р. Лене 70 м, на р. Ботоме 20—25 м.

Видимая мощность отложений журиного подъяруса на описанном выше участке северного склона Алданского массива составляет 200—240 м.

Южнее на р. Амге, ниже с. Туора, обнажены лишь верхние 30 м отложений журиного подъяруса, представленные, как и малыканская пачка, чередованием слоев массивных и плитчатых слабоокрашенных афанитовых доломитов. В породах много щелеобразных пор от выщелоченного гипса. На поверхности напластования плитчатых разностей видны трещины усыхания, знаки ряби, следы ползания организмов.

Переход толщи красноцветных известняков с разнообразной фауной в толщу последовательно сменяющихся доломитистых известняков, оолитовых известняков и доломитов, а затем массивных и плитчатых доломитов совершается постепенно и особенно хорошо виден на р. Ботоме. В пестрых глинистых известняках с фауной археоциат и птеропод, развитых в нижнем течении, в направлении с востока на запад (вверх по реке) появляются прослойки пятнистых доломитистых известняков, вначале редкие и тонкие — по 10—15 см, а затем пачками по 1—2 м и далее к западу по 10—20 м мощности. Так постепенно образуется толща пятнистых доломитистых известняков с редкими 20-сантиметровыми прослоями афанитовых известняков («нохоройский горизонт»). Еще западнее, в районе ручья Джаркан на р. Ботоме, в верхней части толщи наблюдаются оолитовые известняки, которые на коротком расстоянии (20—30 км) приобретают значительную мощность и нацело замещаются оолитовыми доломитами («чуранский горизонт»). Далее к западу в верхней части разреза встречаются слои массивных крупнокристаллических и плитчатых пелитоморфных пестроокрашенных доломитов, постепенно вытесняющих из разреза все остальные породы и образующих «еловский (малыканский) горизонт», увеличивающийся в мощности от 20 до 90 м. Таким образом, на основании непосредственного прослеживания слоев по простиранию устанавливается одновозрастность пород нохоройской, чуранской и малыканской (еловской) пачек среднего течения р. Ботомы с породами пестроцветной свиты, развитой в ее нижнем течении.

В западной части северного склона Алданского массива отложения журиного подъяруса, называемые, как и на востоке, пестроцветной

свитой, вскрыты главным образом буровыми скважинами, а также в естественных обнажениях по рекам Толбе и Олекме.

В самых восточных скважинах (Алексеевский разведочный участок) на р. Толбе отчетливо выделяются аналоги малыканской и чуранской пачек. По данным А. О. Розенцвита, первая из них сложена здесь доломитами с прослоями известняков. Мощность ее 80 м. Нижележащая пачка мощностью 44,5 м представлена оолитовыми доломитами. Аналогов нохоройской пачки здесь уже нет, и нижние 78 м пестроцветной свиты состоят из доломитов с прослоями пестрых доломитовых мергелей. В нижней половине этой пачки породы окрашены в зеленовато-серые и зеленые цвета.

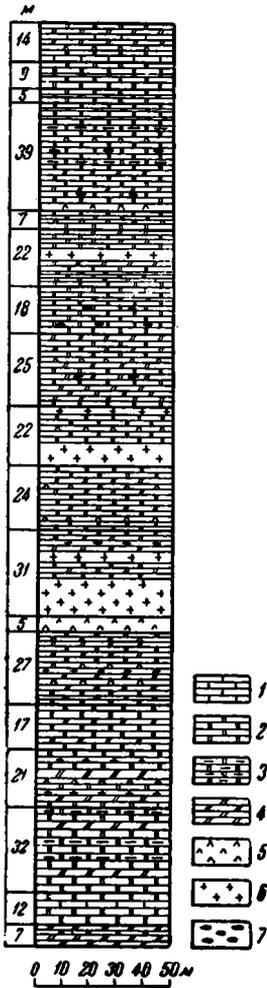
Общая мощность пестроцветной свиты в Алексеевском районе около 160 м.

Западнее, в скважинах Ченкямского участка и естественных обнажениях в верховьях р. Толбы, пестроцветная свита и соответствующая ей по возрасту юдейская свита р. Олекмы (Арсеньев, Нечаева, 1947) сложены уже целиком чередованием пелитоморфных глинистых доломитов, доломитовых мергелей зеленовато-серого, красно-бурого и шоколадного цвета и тонкокристаллических желтовато-серых массивных доломитов. Здесь же появляются прослои (до 1,5 м) гипсов и ангидритов. На Ченкямском участке они приурочены только к нижней части свиты, а на р. Олекме прослои гипсов развиты по всему разрезу. В керне Ченкямских скважин А. О. Розенцит в отдельных прослоях доломитов отмечает включения зерен глауконита. На р. Толбе З. А. Журавлева (1955) на поверхности наслоения плитчатых глинистых доломитов наблюдала волноприбойные знаки. Во всех этих районах в породах пестроцветной свиты много конкреций кремней. Видимая мощность пестроцветной свиты в Ченкямском районе 130 м, а мощность юдейской свиты на р. Олекме 100—160 м.

Еще западнее в Русскоречкинской, Наманинской, Олекминской (фиг. 13) и Дельгейской скважинах пестроцветная свита сложена в основном также чередующимися слоями тонкокристаллических серых доломитов, серых, реже красноватых афанитовых или пелитоморфных доломитов (до 30% пород разреза) и интенсивно окрашенных красных, шоколадных и серовато-зеленых доломитовых мергелей (до 40% пород

разреза). Мощность отдельных слоев колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров. В Дельгейской скважине среди мергелей были встречены тонкие прослои песчаников с доломитовым цементом.

Однако в отличие от разрезов рек Толбы и Олекмы, в перечисленных скважинах большую роль играют сульфаты и каменная соль. Гипс и ангидрит наблюдаются как в виде мелких включений, примазок и прожилок, так и в виде слоев до нескольких метров мощностью. Широко развиты



Фиг. 13. Разрез пестроцветной свиты в скважине г. Олекминска

1 — известняк; 2 — доломит; 3 — глинистый доломит; 4 — доломитовый мергель; 5 — ангидрит; 6 — каменная соль; 7 — кремневые конкреции

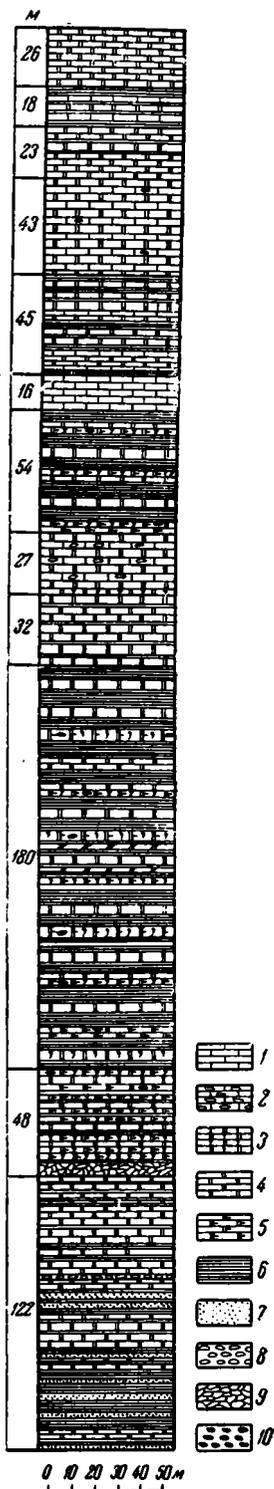
прослой ангидрито-доломитов. Встречаются также отдельные включения п пласты каменной соли, мощность которых достигает иногда 20—30 м (скв. Дельгей). С востока на запад, от Русскоречкинской к Дельгейской скважине количество сульфатных пород и каменной соли в разрезе резко возрастает. Так, в Русскоречкинской скважине имеется лишь одна прослой соли (в 50 м от подошвы) мощностью около 10 м; в Наманинской скважине появляется вторая прослой, и далее в Олекминской скважине соль образует уже несколько прослоев по всему разрезу свиты (см. фиг. 13). Суммарная мощность соли в Олекминской скважине 38 м (около 12% мощности всего разреза свиты). В Дельгейской скважине мощность ее достигает 175 м (42% мощности разреза). Соответственно возрастает с востока на запад и общая мощность свиты. В Русскоречкинской скважине ее мощность 175 м, в Наманинской — 278 м, в Олекминской — 322 м, в Дельгейской — 413 м (без учета мощности интрузий траппов).

По окраинам Байкало-Патомского нагорья (восточной, северной и северо-западной) отложения журинского подъяруса представлены мощной толщей пород, выделяемой большинством исследователей также под названием пестроцветной свиты. Остатков фауны в этой толще не обнаружено, но возможность сопоставления ее с описанной выше пестроцветной свитой северного склона Алданского массива ни у кого не вызывает сомнений, так как обе они залегают под охарактеризованными фауной отложениями толбачанского и синского горизонтов.

Наиболее полный разрез пестроцветной свиты этого региона наблюдался нами по северной окраине нагорья, близ с. Нохтуйск. Вскрытую здесь однообразную толщу карбонатных и карбонатно-глинистых пород общей мощностью в 635 м удается расчленить на ряд пачек (фиг. 14). В подошве свиты совершенно согласно с нижележащими отложениями толбинского подъяруса залегает пачка наиболее пестроокрашенных пород мощностью 122 м. Значительную роль (около 50% объема пачки) здесь играют тонкоплитчатые, иногда листоватые доломитисто-алевритистые аргиллиты, окрашенные в вишнево-красные, бурые и зеленые цвета. В них часто наблюдается микрополосчатая текстура. Мощные слои аргиллитов (от 3 до 20 м) чередуются с примерно такими же по мощности слоями доломитов. Доломиты плитчатые, афанитовые, очень однородные, чистые по химическому составу, темно-серые или коричневатосерые, в некоторых прослоях с красноватым оттенком. Для базальной пачки пестроцветной свиты характерно присутствие в аргиллитах многочисленных, незначительных по мощности (до 1 м) прослоев плитчатых тонкозернистых песчаников, которые состоят из хорошо окатанных зерен кварца, обломков кварцитовидных песчаников, кремня и небольшого количества полевых шпатов. Доломитовый цемент составляет до 30% породы.

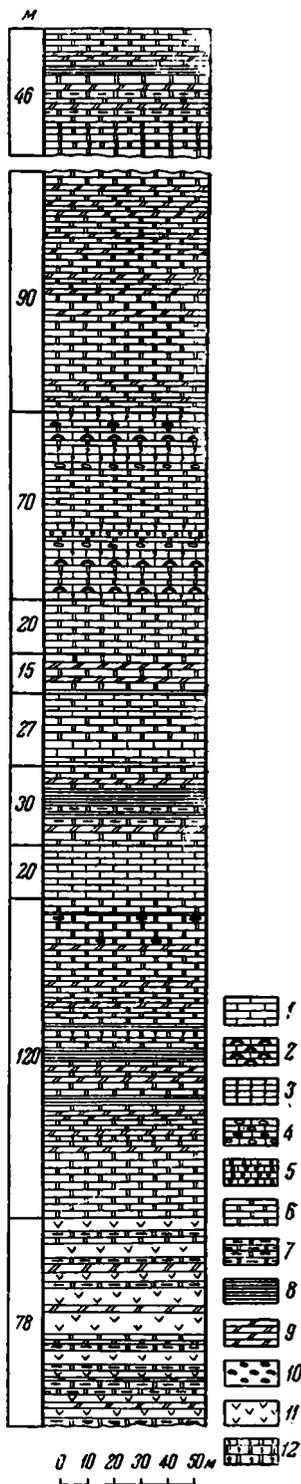
Следующая пачка мощностью в 48 м сложена часто чередующимися слоями описанных выше плитчатых доломитов, светло-серых оолитоподобных онколитовых известковистых доломитов и подчиненными прослоями красных и зеленоватых аргиллитов. Песчаники в этой пачке исчезают и выше уже нигде не появляются.

Выше залегает мощная третья пачка (180 м) преимущественно глинистых пород (до 70%). Листоватые аргиллиты здесь вытесняются более пластичными размокающими оскольчатыми доломитистыми глинами светло-красной, розовой и светло-зеленой окраски. В них часто встречаются тонкие прослойки, обогащенные карбонатным материалом и переходящие в доломитовые мергели. Мощные пласты глин (по 2—3 м) чередуются с более тонкими (0,5—1,5 м) слоями карбонатных пород, таких же, как в нижележащей пачке. Онколитовые известковистые доломиты здесь обычно сильно пористы. Кроме того, в них широко развито окремнение в виде кремневых конкреций различной величины и формы, линзовидных



Фиг. 14. Разрез пестроцветной свиты по р. Лене близ с. Нохтуйск

1 — известняк; 2 — пятнистый известняк; 3 — онколитовый доломит; 4 — доломит; 5 — известняковый доломит; 6 — аргиллит; 7 — песчаник; 8 — конгломерат; 9 — брекчия; 10 — кремневые конкреции



Фиг. 15. Разрез пестроцветной свиты по р. Чаре

1 — известняк; 2 — строматолитовый известняк; 3 — онколитовый известняк; 4 — пятнистый известняк; 5 — оолитовый известняк; 6 — доломит; 7 — глинистый доломит; 8 — аргиллит; 9 — доломитовый мергель; 10 — кремневые конкреции; 11 — гипс; 12 — онколитовый доломит

прослоев до 30 см толщиной, а чаще всего в виде мелких остроугольных обломков кремня, придающих породе брекчиевидный облик. Кремни имеют светлую (белую или голубовато-серую) окраску и тонкополосчатую структуру.

Вышележащая часть свиты сложена в основном теми же породами, причем количество глинистых прослоев в верхней половине свиты заметно уменьшается, постепенно исчезает их красная окраска и преобладающими становятся зеленовато- и желтовато-серые тона. Среди пород свиты появляются то отдельные прослои, то целые пачки массивных коричневатосерых, иногда пятнистых афанитовых известняков; некоторые прослои известняков сложены столбчатыми строматолитами.

На восточной окраине Байкало-Патомского нагорья, близ устья р. Жуи и в среднем течении р. Чары, пестроцветная свита вскрыта в ядрах крупных складок.

В основании свиты (фиг. 15) залегает гипсоносная пачка видимой мощностью около 80 м, сложенная частым чередованием слоев коричневатосерого плотного мелкозернистого плитчатого гипса и темного коричневатосерого пелитоморфного глинистого доломита с подчиненными прослоями темно-серого доломитового мергеля. Слои гипса составляют около 70% мощности пачки<sup>1</sup>. Нижняя граница ее нами нигде не наблюдалась. В нижнем течении р. Жуи эта пачка замещается толщей доломитов и терригенных пород и весьма сходна с нижней пачкой пестроцветной свиты нохтуйского разреза.

Вышележащая часть свиты мощностью в 120 м складывается доломитами и доломитовыми мергелями, по относительному количеству которых ее можно расчленить на ряд пачек. В некоторых из них мергели почти отсутствуют, в других составляют до 70% мощности. Доломиты весьма однообразны. Они плитчатые, имеют коричневатосерую или пепельносерую, обычно довольно темную окраску и представляют собой очень однородные породы с тонкокристаллической или афанитовой структурой и раковистым изломом. Различаются тонкоплитчатые (плитки от 1 до 2—4 см) и толстоплитчатые (по 10—15 см) разновидности; для последних характерна вертикальная отдельность. Большинство доломитов содержит от 15 до 20% глинистого и тонкого алевроитового материала. Доломитовые мергели, образующие то тонкие, то более мощные (до 1—1,5 м) прослои среди доломитов, имеют обычно темносерую окраску, при выветривании переходящую в зеленоватосерую. Иногда наблюдаются разности красного цвета. Мергели плотные, тонкоплитчатые (плитки по 2—3 мм), часто листоватые. Среди доломитов встречаются конкреции серого кремня и прослои, содержащие многочисленные остроугольные обломки кремня величиной до 1 см.

В средней части свиты мощностью около 180 м широко развиты массивные известняки, то слагающие целиком пачки до 20—30 м мощностью, то чередующиеся с доломитами. В отдельных прослоях известняки темноокрашенные, тонкокристаллические или афанитовые, по внешнему виду сходные с переслаивающимися с ними доломитами. В мощных пачках среди известняков встречаются водорослевые прослои, сложенные столбчатыми и пластовыми строматолитами, онколитовые и оолитовые разности, а также пятнистые известняки.

Верхняя часть свиты мощностью около 150 м сложена слоями описанных выше плитчатых доломитов и доломитовых мергелей, среди которых встречаются отдельные прослои, окрашенные в красноватые тона. Общая мощность свиты более 520 м.

<sup>1</sup> Ф. Г. Гулари (1945) относил к пестроцветной свите на р. Чаре лишь эту гипсоносную пачку.

По северо-западной окраине Байкало-Патомского нагорья пестроцветная свита вскрыта в ряде обнажений по р. Лене, между устьем р. Витим и с. Курейским и по р. Чае. Самая нижняя часть свиты обнажена лишь на р. Чае, где она описана В. В. Домбровским (1940) и Н. А. Грибовой (1947, 1956).

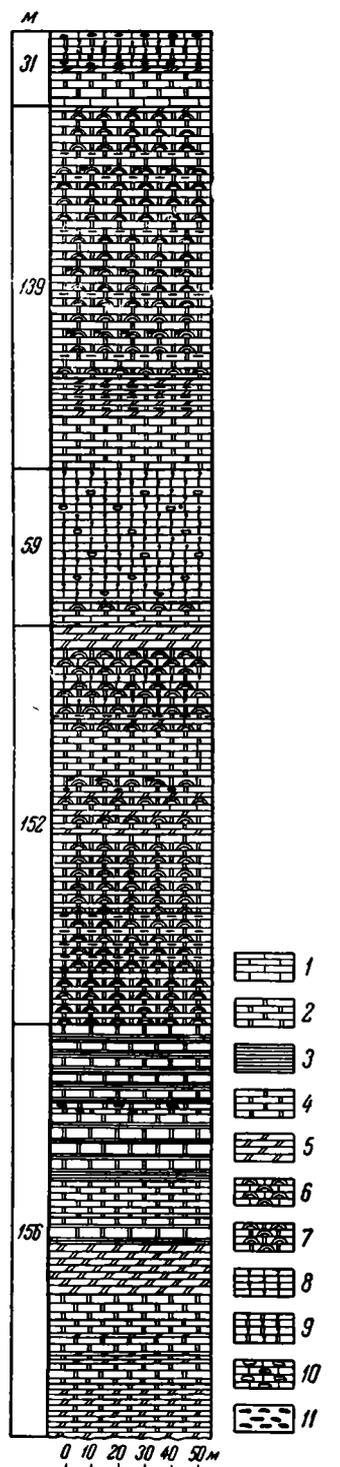
По данным Н. А. Грибовой, на отложениях известково-сланцевой свиты (толбинский подъярус) согласно залегает нижняя пачка пестроцветной свиты мощностью около 120 м, сложенная преимущественно светлыми, реже пестроокрашенными доломитами. В основании ее наблюдается около 20 м фиолетово-красных тонкоплитчатых алевритисто-доломитовых мергелей с прослоями розовых песчаников.

Остальная часть свиты лучше всего обнажена на левом берегу р. Лены ниже с. Паршино, где в непрерывном обнажении вскрыта толща однородных темно-серых, иногда с коричневатым оттенком афанитовых или тонкокристаллических плотных доломитов мощностью 540 м (фиг. 16).

Наиболее распространены плитчатые разновидности этих пород. Плитки имеют обычно ровные поверхности и толщину от 5 до 15 см.

Массивные доломиты имеют обычно неровную верхнюю поверхность слоя, обусловленную строматолитовыми образованиями куполовидной формы диаметром в 0,5—1 м и высотой около 0,5 м. К кровле куполов часто приурочены конкреции кремня. Изредка в этой толще встречаются прослои неровно окрашенных крапчатых онколитовых доломитов и тонкие прослои оолитовых доломитов.

Глинистые породы имеют подчиненное значение и широко развиты в нижних частях свиты. Они представлены главным образом плотными плитчатыми доломитовыми мергелями и глинистыми доломитами серой, зеленовато-серой, красноватой, иногда пестрой окраски. На поверхностях наслоения этих пород встречаются псевдоморфозы по каменной соли. Мenee, чем мергели, развиты доломитистые аргиллиты — плотные, листоватые, темно-серого или коричневатого-красного цвета;



Фиг. 16. Разрез пестроцветной свиты по р. Лене между устьем р. Витим и с. Курейским

1 — известняк; 2 — доломит; 3 — аргиллит; 4 — глинистый доломит; 5 — доломитовый мергель; 6 — строматолитовый известняк; 7 — строматолитовый доломит; 8 — онколитовый известняк; 9 — онколитовый доломит; 10 — пятнистый известняк; 11 — кремневые конкреции

в середине толщи имеется мощная пачка известняков (60 м). Кроме того, известняки встречаются в виде редких незначительных по мощности (0,2—0,5 м) прослоев и в верхней части толщи. Пачка сложена темно-серыми тонкокристаллическими толсто-ровнослоистыми (слои по 0,5—1 м) очень чистыми по составу онколитовыми известняками. Широко развиты светло-окрашенные, обогащенные доломитом, тонкие (до 2 см) полосы, не выдержанные по толщине и вытянутые обычно параллельно напластованию. Известняки отдельных прослоев представлены главным образом строматолитовыми разностями с хорошо выраженной волнистой слоистостью или куполовидным строением и многочисленными линзами и тонкими прослойками кремня.

Доломиты, доломитовые мергели и известняки встречаются в различных частях свиты в разных количествах и сочетаниях, благодаря чему эту однообразную толщу можно расчленить на несколько крупных пачек (см. фиг. 16).

Вторая снизу пачка пестроцветной свиты (нижняя для ленского разреза) мощностью в 156 м сложена темно-серыми плитчатыми доломитами, чередующимися со слоями доломитовых мергелей и доломитистых аргиллитов. Красноцветные глинистые породы составляют по мощности около 40—50%. Вверху пачки появляются строматолитовые доломиты. Встречаются редкие тонкие прослои оолитовых доломитов.

Третья пачка мощностью в 152 м складывается чередованием слоев строматолитовых и плитчатых доломитов. Мергели и глинистые доломиты встречаются редко. Все породы сероцветные, большей частью темно-серые.

Следующая пачка мощностью в 60 м сложена почти целиком темно-серыми онколитовыми известняками с полосчатой пятнистостью, в нижних 10 м известняки чередуются с доломитами.

Выше снова, как и в третьей пачке, чередуются слои строматолитовых и плитчатых доломитов и редкие прослои темно-серых строматолитовых известняков с кремнями. Видимая мощность этой пачки 140 м. Кровля ее не обнажена.

Самая верхняя пачка имеет видимую мощность 30 м и складывается темно-серыми онколитовыми доломитами с небольшими прослоями красных мергелей, известняков и доломитов с кремнями.

Во всех разрезах восточной, северо-западной и западной окраин Байкало-Патомского нагорья общее строение свиты совершенно аналогично. В основании ее залегают наиболее пестроокрашенные, преимущественно терригенные породы, среди которых присутствуют песчаники. Нижняя часть свиты содержит наибольшее количество глинистых и доломитово-глинистых пород. Особенно характерно положение известняков, которые везде развиты лишь в средней части свиты, где либо образуют сплошную мощную пачку, либо чередуются с подчиненными пачками доломитов. Одновременно с общими признаками в этих разрезах наблюдается ряд различий, которые мы рассмотрим ниже, при характеристике фаций отложений журиинского подъяруса.

Однообразие состава и облика описанного комплекса доломитовых и глинистых пород и резкое отличие их как от подстилающих отложений, так и от вышележащих известняков синского возраста, позволяют рассматривать всю эту толщу как единое целое и, несмотря на отсутствие органических остатков, уверенно сопоставлять ее разрезы на протяжении 700 км вдоль окраины Байкала-Патомского нагорья<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> В стратиграфической схеме З. М. Старостиной комплексу доломитовых и глинистых пород соответствуют толщи  $Сm_1^c$  мощностью 150 м и  $Сm_2^a$  мощностью около 300 м.

На обширной территории Западного Прибайкалья. Присяянья, внутреннего поля Иркутского амфитеатра, а также окраин Енисейского кряжа нижняя большая часть журиинского подъяруса представлена мотской свитой, которая благодаря своему однообразию на огромной площади является опорным горизонтом нижнего кембрия этой территории и всеми исследователями, начиная с В. А. Обручева (1935, 1937), в том числе и авторами данной работы, сопоставляется с пестроцветной свитой северного склона Алданского массива.

Я. К. Писарчик (1955) делит мотскую свиту на три пачки <sup>1</sup>.

Нижняя пачка в Западном Прибайкалье (бассейн р. Кидусы) сложена сероцветными полимиктово-кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами мощностью 90 м. В юго-восточном Присяянье, в разрезах по р. Иркут, к этой пачке относятся белые, розовые и желтоватые крупнозернистые кварцевые песчаники с отдельной мелкой слабоокатанной кварцевой галькой в основании. Мощность ее в зависимости от рельефа фундамента меняется от 40 до 100 м.

Лежащая выше средняя пачка в Прибайкалье сложена чередующимися слоями алевролитов, доломитистых мергелей и глинистых доломитов. Некоторые разности этих пород содержат примесь песчаного материала. Встречаются отдельные прослои слюдястых аргиллитов. Количество алевролитов снизу вверх по разрезу постепенно убывает. Окраска пород серая и лишь местами становится красноватой. Мощность ее по р. Кидусе 100 м.

В разрезе по р. Иркут средняя пачка сложена почти исключительно красноцветными плохосортированными песчаниками с очень невыдержанным гранулометрическим составом, причем наблюдаются быстрые переходы от мелкозернистых до грубозернистых разностей и гравелитов. Для более грубых разностей характерна хорошо развитая косая слоистость, а в более тонкозернистых породах слоистость горизонтальная. Мощность пачки 150 м.

Верхняя пачка на р. Кидусе сложена чередованием слоев доломитов со слоями глинистых и алевролитовых доломитов и содержит в нижней части прослой доломитовых мергелей и аргиллитов. Окраска пород серая. В доломитах встречаются строматолиты, а также желваки темно-серых кремней. Мощность пачки около 200 м.

В юго-восточном Присяянье верхняя пачка такой же мощности представлена различными доломитами, доломитовыми мергелями, алевролитами и содержит внизу отдельные прослои песчаников. Окраска доломитов серая, песчаников и алевролитов — розовая и буро-красная. По напластованию последних часто заметны следы волновой ряби, отпечатки кристаллов галита, следы червей. В доломитах встречаются пустотки от выщелоченного ангидрита. Общая мощность мотской свиты в Западном Прибайкалье, по данным Я. К. Писарчик, составляет по разрезу р. Кидусы около 400 м, а в разрезе по р. Иркут около 480 м <sup>2</sup>.

Следует отметить, что ряд других исследователей Присяянья (Яржемский, 1938; Королюк, 1953; Мордовский и др., 1953) под мотской свитой понимают лишь красноцветные терригенные отложения ее средней пачки. Выше они выделили переходную свиту, которая, за исключением лишь самых верхов, соответствует верхней пачке мотской свиты Я. К. Писарчик.

На территории внутреннего поля Иркутского амфитеатра мотская свита вскрыта рядом буровых скважин, в которых Я. К. Писарчик прослеживает описанные три пачки. Нижняя представлена светлыми массивными или неяснослоистыми мелкозернистыми полевошпатово-квар-

<sup>1</sup> Я. К. Писарчик называет эти пачки литологическими комплексами.

<sup>2</sup> В бассейне р. Ады (Западное Прибайкалье) А. С. Кульчицкий (1957) оценивает мощность мотской свиты в 670 м.

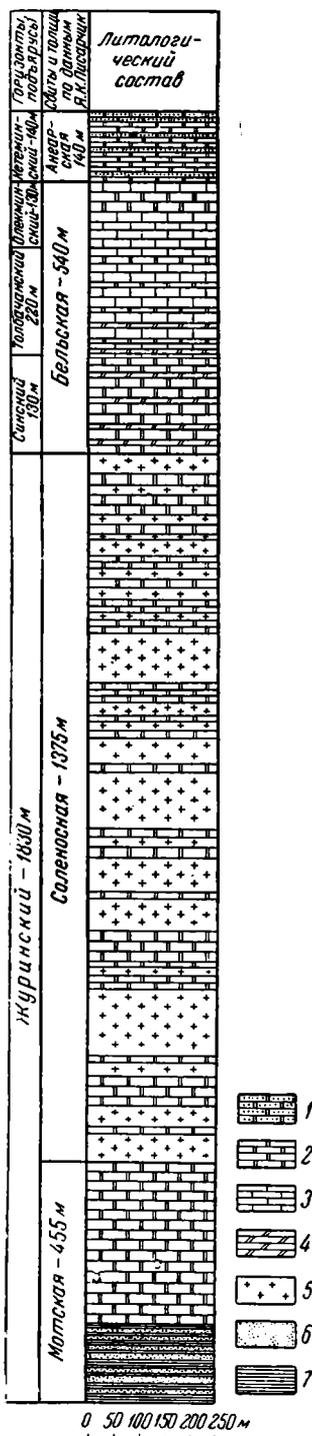
цевыми песчаниками. Мощность ее в Бельской скважине 58 м. Средняя пачка мощностью 143 м сложена красноцветными алевролитами с большим количеством прослоев песчанистых доломитов. На поверхностях напластования алевролитов отмечаются знаки ряби. Широко распространены ангидритодолomit и ангидрит. В нижней части пачки ангидрит встречается в виде линз, гнезд и в цементе алевролитов, а в верхней части образует отдельные слои. Третья пачка мощностью около 250 м сложена переслаиванием слоев доломитов песчанистых, доломитовых мергелей и ангидритодолomitов. В нижней части присутствуют алевролиты. Окраска пород главным образом серая, но сверху много красных прослоев. В доломитах отмечаются строматолитовые текстуры. Ангидрито-доломиты нередко переходят в чистые голубовато-серые ангидриты. Верхняя часть разреза засоленена — породы содержат до 10% дисперсно прошивающего их хлористого натрия.

Непосредственно выше залегает мощная соленосная толща, вскрытая многими скважинами и выделяемая рядом геологов в самостоятельную усольскую свиту. Эту толщу мы также относим к журиному подъярису (фиг. 17). Она сложена преимущественно каменной солью, белой и серой, местами розовой и красной, в большинстве случаев перекристаллизованной. С пластами каменной соли чередуются прослои и пачки (до 20 м) светло-серых и серых доломитов (в том числе со строматолитовой и оолитовой текстурой), глинистых доломитов, доломито-ангидритов и ангидритов и очень редко кварцевых песчаников с карбонатным цементом. Мощность слоев соли колеблется от 10 до 140 м и в Жигаловской скважине (фиг. 17) составляет до 70%, а в Усть-Кутской — до 50% всей мощности пород свиты.

В центральной и северо-восточной частях внутреннего поля Иркутского амфитеатра соленосная толща имеет огромную мощность: 1200 м в с. Жигалово, 1000 м в г. Усть-Куте, около 850 м в Бохане, Осе и Тырети и около 600 м в Усолье и Бельске. Учитывая явления диапиризма, следует предположить, что истинная мощность пластов соли в ряде случаев может быть значительно ниже. По направлению к юго-востоку и юго-западу соленосная толща резко уменьшается в мощности и на коротком расстоянии замещается менее мощными сульфатно-доломитовыми от-

Фиг. 17. Разрез нижнекембрийских отложений, вскрытых скважиной с. Жигалово

1 — песчанистый доломит; 2 — доломит; 3 — известняк; 4 — доломитовый мергель; 5 — каменная соль; 6 — песчаник мелкозернистый; 7 — аргиллит



ложениями. Так, в Большой Разводнинской, Еловкинской и Баяндайской скважинах собственно соленосные (содержащие пласты каменной соли) пачки имеют мощность лишь 40—65 м. Таким образом, общая мощность отложений журинского подъяруса в описываемом районе колеблется от 600 до 1600 м.

Остановимся на вопросе об аналогах соленосной толщи (усольской свиты) и ее возрасте, относительно которых существуют различные точки зрения. Наиболее ранним является представление Я. Я. Яржемского (1936, 1938) о фациальном переходе соленосной толщи в окраинных частях Иркутского амфитеатра (в частности в юго-восточном Присаянье) в переходную свиту. Эта точка зрения в дальнейшем нашла свое отражение в ряде недавно вышедших работ (Мордовский, 1953; Павловский, 1954; Иванов, 1956).

Я. К. Писарчик (1955) считает, что соленосной толще в юго-восточном Присаянье соответствуют только самые верхние пачки переходной свиты и низы вышележащей введенской свиты, сложенные главным образом доломитами. По возрасту она относит соленосную толщу к синскому горизонту.

Н. В. Покровской (1954) и Н. С. Зайцевым (1954) соленосная толща также была отнесена к синскому горизонту. Основанием для этого послужило лишь сходное с синскими отложениями положение ее в разрезе под свитой, содержащей фауну толбачанского горизонта (бельская свита). В этих работах фациальные переходы соленосной толщи не рассмотрены.

Наиболее обосновано фактическим материалом выделение аналогов соленосной толщи в юго-восточном Присаянье, сделанное Я. К. Писарчик, к которому мы полностью присоединяемся. Однако в отличие от ее точки зрения возраст соленосной толщи мы считаем не синским, а журинским. Как видно из описания разрезов скважин, ангидриты и ангидрито-доломиты, указывающие на начавшееся осолонение бассейна, появляются уже в средней пачке мотской свиты и постепенно увеличиваются к верхней, с которой, несомненно, соленосная толща органически связана. Последовательное, хотя и быстрое уменьшение мощностей соленосной толщи к югу, замещение ее сульфатно-доломитовыми отложениями, а затем и полное выклинивание в этом направлении говорит о том, что она не является самостоятельным выдержанным стратиграфическим горизонтом. Напомним также, что на северном склоне Алданского массива соленосные журинские отложения залегают ниже фаунистически охарактеризованного синского горизонта. В скважинах внутреннего поля Иркутского амфитеатра между соленосной толщей и отложениями с толбачанской фауной в низах бельской свиты также достаточно четко выделяются аналоги синского горизонта.

В северо-западном Присаянье, в районе рек Тагул, Туманшет и Бирюсы к журинскому подъярусу нами отнесены отложения усть-тагульской свиты (Хоментовский, 1950), которые согласно залегают на осолочной свите. В нижней части усть-тагульской свиты развит конгломерат из хорошо окатанной гальки и мелких валунов темно-лилового и белого кварцита, кварца, гематита и светлого доломита. Галька и валуны расположены без всякой сортировки и ориентировки и сцементированы красным разнозернистым полимиктовым песчаником. По данным И. К. Королюк (1955), конгломерат вверх по разрезу постепенно переходит в красноцветный крупнозернистый и косослоистый полимиктовый песчаник с отдельными галечками и гравийными зернами, в котором встречаются прослой мелкозернистых песчаников и аргиллитов. В верхней части свиты отмечены псевдоморфозы по каменной соли. Эта свита мощностью 150 м хорошо сопоставляется с нижней половиной мотской свиты р. Иркут.

Выше залегает толща, сложенная чередующимися слоями красных

песчаников, алевролитов и светлых водорослевых доломитов. Эта толща мощностью 50 м очень напоминает переходную свиту Я. Я. Яржемского (верхнюю пачку мотской свиты, по Я. К. Писарчик) и также должна быть отнесена к журиинскому подъярису. Вероятно, к журиинскому подъярису следует относить и низы вышележащей, целиком доломитовой, тальской свиты. Таким образом, общая мощность журиинского подъяруса на р. Бирюсе составляет более 200 м.

В пределах юго-восточной окраины Енисейского кряжа отложения журиинского подъяруса прекрасно обнажены на р. Тасеевой в устье р. Усолки. Их нижняя терригенная часть была выделена А. А. Предтеченским еще в 1937 г. как толща верхних красноцветных песчаников и конгломератов и сопоставлялась им с мотской свитой Западного Прибайкалья. По данным М. А. Семихатова (1957), здесь выделяется три пачки. Нижняя пачка (200 м) сложена косослойными малиново-красными мелко- и среднезернистыми слюдистыми песчаниками. Средняя пачка (200 м) состоит из сургучно-красных алевролитов. Верхняя пачка (350 м), так же как и нижняя, сложена красно-бурыми и розовато-серыми косослойными песчаниками с мелкими линзами конгломератов и отдельными рассеянными гальками кварца, кварцитов и алевролитов.

Всю эту толщу, согласно залегающую на аleshинской свите, М. А. Семихатов выделяет под названием шалыгинской свиты и прослеживает ее по Ангаре вплоть до устья р. Пай. К востоку (на р. Иркинеевой) свита резко сокращается в мощности и переходит в 100-метровую пачку красноцветных косослойных песчаников, включавшуюся ранее вместе с нижележащими отложениями в состав единой точильной свиты (С. В. Обручев, 1932; Григорьев, Решина, 1956).

В Тынысской опорной скважине, расположенной к югу от устья р. Усолки, встречены мощные соленосные отложения (нижняя соленосная толща), совершенно аналогичные по положению в разрезе усольской свиты внутреннего поля Иркутского амфитеатра. Эта толща состоит из чередования каменной соли, темно-серых доломитов и зеленовато-серых и красно-бурых алевролитов, реже песчаников. Мощность ее с учетом диапиризма около 1000 м. Западнее соленосной толще соответствуют, по-видимому, терригенные отложения, не отличимые от пород шалыгинской свиты. К северу и северо-востоку соленосная толща переходит в базальные слои клименской свиты, перекрывающие шалыгинскую. Так, в районе устья р. Усолки эта часть разреза, вскрытая пробуренной здесь в 1938 г. скважиной, состоит из песчаных и брекчированных известняков и доломитов с прослоями серых и вишневого песчаников и аргиллитов. Характерны признаки засоления. Мощность 250—280 м. В районе устья р. Иркинеевой эта часть разреза сложена серыми доломитами, содержащими в нижних 30 м прослой красных песчаников, аналогичных шалыгинским. Мощность ее 100—150 м.

Таким образом, общая мощность отложений журиинского подъяруса на территории юго-восточной окраины Енисейского кряжа колеблется в очень широких пределах, от 1800 м до 200 м.

На северо-восточном склоне Енисейского кряжа отложения журиинского подъяруса изучены нами на р. Тее, выше о-ва Талого. В этой толще мощностью около 1000 м слои песчаников чередуются с пачками алевролитов и аргиллитов. Снизу вверх количество алевролитов и аргиллитов уменьшается, а песчаников увеличивается. Нижние 40 м сложены почти исключительно алевролитами и аргиллитами. Выше на протяжении 100 м появляются отдельные прослой песчаников, которые вверх по разрезу почти полностью вытесняют алевролиты. Все породы этого комплекса красного цвета, лишь местами с отдельными голубовато-зелеными пятнами. Песчаники полимиктовые мелко- и среднезернистые, в большинстве

случаев косослоистые, со знаками ряби на поверхностях наложения. В подошве их часто встречаются полуокатанные плитки нижележащих алевролитов и аргиллитов размерами 5—10, иногда до 30 см.

В Туруханском районе к журиинскому подъярису условно могут быть отнесены нижние 125 м верхней половины платоновской свиты, в которых в свою очередь выделяются две пачки (см. фиг. 10).

В подошве и кровле нижней пачки залегают слои толстоплитчатых мелко- и тонкозернистых доломитов коричневатого и желтовато-серого цвета, мощностью, соответственно, 15 и 20 м. Между ними расположена характерная пестроцветная часть пачки (35 м), сложенная чередованием прослоев различных доломитов толщиной до 1 м. Среди доломитов различаются пелитоморфные тонкоплитчатые красновато-серые глинистые доломиты, серые афанитовые плитчатые доломиты и серые мелкозернистые доломиты, близкие к залегающим в кровле и подошве пачки.

Нижние 45 м верхней пачки сложены чередующимися слоями серых афанитовых и зеленатовато-серых слабоглинистых пелитоморфных тонкоплитчатых доломитов. В афанитовых доломитах иногда встречаются щелевидные пустотки от выщелоченного гипса и округлые (до 2 мм) пустотки от ангидрита, обычно заполненные либо вторичным кальцитом, либо доломитовой мукой. К доломитам этой пачки приурочены крупные шарообразные конкреции кремней диаметром в 20 см. Верхние 20 м пачки сложены желтоватым толстоплитчатым мелкокристаллическим доломитом.

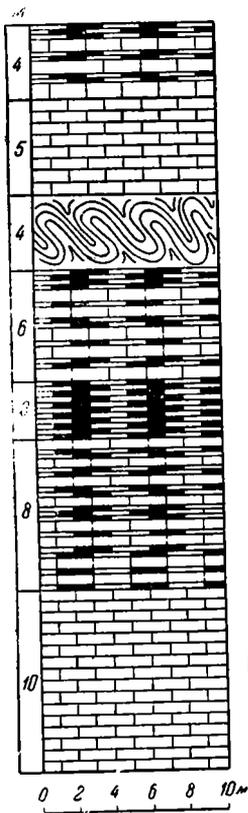
### СИНСКИЙ ГОРИЗОНТ

Синский горизонт впервые выделен в восточной части северного склона Алданского массива, где он представлен синской свитой с большим количеством разнообразных органических остатков. Здесь определены: трилобиты—*Bergeroniellus asiaticus* Lerm., *B. expansus* Lerm., *B. brevoculus* Lerm., *B. atlassovi* Lerm., *B. flerovae* Lerm., *Pagetiellus lenaicus* (Toll.), *P. tolli* Lerm., *Kootenia jakutensis* Lerm., *K. solitaria* Lerm., *Pagetina primaeva* Lerm., *Aldonata ornata* Lerm., *Hebediscus ponderosus* Lerm., *Gobboldia dentata* Lerm., *Granularia protolenorum* Lerm., *Binodaspis* sp., *Protolenus dzevanovskii* Lerm., *Judaiella vermicula* Lerm.; птероподы — *Hyo-lites jakutensis* Lerm., брахиоподы — *Botsfordia caelata* (Hall), *Obolella* sp., *Lingulella* sp. В шлифах обнаружены фораминиферы (?) *Syniella*, *Ob-ruchevella*, *Glomovertella*, *Cavifera* (Рейтлингер, 1948) и в некоторых разновидностях пород — большое количество спикул губок. Кроме того, в породах этой свиты найдены растительные отпечатки, принадлежащие, по-видимому, самым древним из известных до сих пор наземных растений (Зеленов, 1955).

Синская свита, мощностью около 50 м, вскрыта в обнажениях р. Лены близ с. Синского, по р. Синей и в нижнем течении р. Ботомы. Она сложена известняками, характерным признаком которых является темная (от кофейно-коричневой до черной) окраска и резкий битуминозный запах при ударе. В солнечные дни этот запах ощущается даже при приближении к обнажению. На поверхностях выветривания породы очень сильно осветлены. Наиболее распространены кофейно-коричневые афанитовые известняки с типичным раковистым изломом, с хорошо выраженной плитчатостью до 5—25 см, обычно с ровными поверхностями наложения. Окраска этих известняков иногда неровная, то более, то менее темная, в зависимости от неравномерного распределения окрашивающего органического вещества. С ними чередуются слои темно-серых, почти черных пелитоморфных известняков, обладающих способностью при выветривании или при ударе молотком расщепляться на тонкие пластинки. Эти породы очень сильно обогащены органическим веществом и в ряде случаев тон-

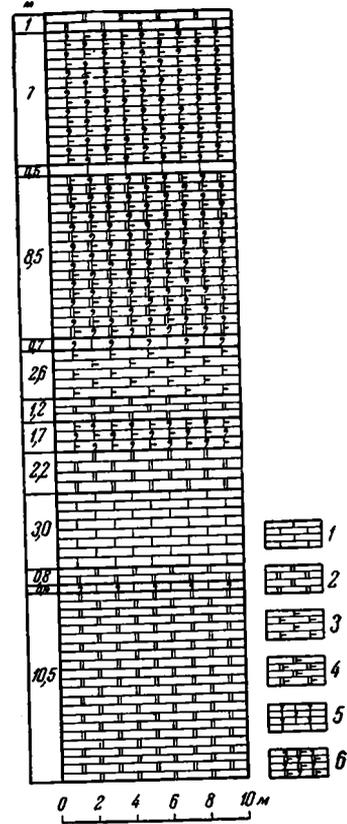
кие пластинки их легко загораются от спички. Такие разности описывались в литературе как «горючие сланцы» (Фришфельд, 1932). На поверхностях напластования черных известняков в изобилии встречаются щитки трилобитов и раковины мелких брахиопод. Сохранность фауны обычно хорошая.

На реках Лене и Синей разрез синской свиты делится на три приблизительно равные части. Внизу залегают афанитовые известняки с редкими, незначительными по мощности (5—10 см), прослоями черных сланцеватых



Фиг. 18. Разрез синской свиты по р. Лене ниже устья р. Синей

1 — коричневые плитчатые афанитовые известняки; 2 — черные сланцеватые известняки с высоким содержанием органического вещества; 3 — черные сланцеватые известняки, смятые в результате подводного оползания



Фиг. 19. Разрез эльгянской свиты по р. Толбачан

1 — известняк; 2 — доломит; 3 — доломитистый известняк; 4 — известнистый доломит; 5 — онколитовый известняк; 6 — онколитовый известковистый доломит

известняков. В середине свиты последние, наоборот, преобладают, образуя пласты до 4 м мощностью. В верхней части прослой сланцеватых известняков снова становятся маломощными и кофейно-коричневые афанитовые известняки почти нацело вытесняют их из разреза (фиг. 18). Интересно отметить, что в средней части свиты можно часто наблюдать прекрасно выраженные следы подводного оползания. Слои черных сланцеватых известняков, расположенные между нормально залегающими слоями плотных афанитовых известняков, нередко интенсивно смяты в мелкие складки, причем никаких разрывов в смятых слоях не наблюдается. Мощ-

ность перемятых слоев иногда сильно меняется по простиранию. Значительно реже аналогичные явления можно видеть и в плитчатых афанитовых известняках.

На крайнем востоке северного склона Алданского массива по рекам Мае и Иникану, к синскому горизонту относится иниканская свита, содержащая соответствующую фауну трилобитов и перекрываемая с размытым палеонтологически охарактеризованными отложениями среднего кембрия. Мощность ее колеблется от 3 до 30 м. В разрезе здесь резко преобладают черные сланцеватые алевроитистые мергели, представляющие собой разность описанных выше сланцеватых известняков, сильно обогащенную терригенным материалом (до 70%). Эти породы чередуются с относительно маломощными прослоями черных крупнокристаллических известняков. Такие же отложения вскрыты в самой восточной буровой скважине на р. Амге (скв. Амга II близ с. Амга-Зерносовхоз).

В западной части северного склона Алданского массива к синскому горизонту относится эльганская свита, иногда называемая «горизонтом битуминозных доломитов». Она вскрыта в береговых обнажениях р. Лены между устьями рек Толбачана и Толбы, а также по рекам Толбе, Толбачану, Мархачану и в верховьях р. Ботомы. Свита везде выделяется очень четко, имеет постоянную мощность в 40—45 м и складывается в основном доломитами с мощными прослоями известняков, составляющих от 25 до 40% всех пород (фиг. 19). Среди доломитов преобладают массивные, но яснокристаллические, темные, коричневато-серые разности с тонкой, неравномерно распределенной пористостью. Менее распространены светлоокрашенные, желтоватые или серые плотные пелитоморфные доломиты, часто с хорошо выраженной плитчатостью по 5—15 м. Известняки преимущественно онколитовые, темные, коричневато-серые, массивные, обычно несколько доломитистые. Онколитовое строение их плохо различимо и проявляется лишь в несколько неровной окраске. Встречаются коричневатые афанитовые плитчатые известняки, часто с характерной пятнистостью, вызванной присутствием желтоватых участков, обогащенных доломитом. В некоторых прослоях они обладают волнистой микрослоистостью.

Характерным признаком массивных доломитов и известняков эльганской свиты является отчетливый битуминозный запах при ударе молотком. Темная окраска пород объясняется некоторым количеством рассеянного органического вещества. В пористых участках массивных доломитов часто наблюдаются темные, иногда почти черные пятна расплывчатых очертаний, получающиеся благодаря заполнению тонких пор мельчайшими черными частицами битума (так называемый «пороховидный битум»). На р. Мархачан в кавернах окремнелого прослоя встречены включения твердого черного блестящего битума. В более плотных разностях обогащение битумом иногда приурочивается к тончайшим волнистым прослойкам, расползающимся, примерно, параллельно друг другу.

Характер эльганской свиты в основных чертах хорошо выдерживается на всей западной части северного склона Алданского массива. Разрезы свиты отличаются друг от друга главным образом лишь меняющимся соотношением известняков и доломитов и интенсивностью битумопроявлений. Так, в ближайшей к описанному по естественным обнажениям разрезу буровой скважине близ с. Русская Речка значительно уменьшается количество известняков, сохраняющихся лишь в верхней части, а в пористых доломитах встречены полужидкие битумы. В следующей к западу Наманинской скважине известняки совсем отсутствуют и наблюдаются лишь известковистые доломиты. Для самых западных скважин мы имеем лишь данные буровых журналов. В скважинах, пробуренных вблизи г. Олекминска под именем эльганской свиты выделяется пачка коричневатосерых известняков с прослоями доломитов мощностью 60 м, а в скважине

близ с. Дельгей — темно-серые, участками пятнистые доломиты с налетами битуминозного вещества по плоскостям наслоения, мощностью 54 м.

Южнее перечисленных разрезов, расположенных в широтном направлении вдоль р. Лены, эльгянская свита вскрыта в естественных обнажениях по рекам Олекме и Амге. На р. Олекме свита сложена теми же породами, что и на р. Толбачане и отличается лишь несколько большим количеством известняков (до 50%). На р. Амге, близ с. Буяга, эльгянская свита мощностью 40 м нацело представлена доломитами: преимущественно светлыми афанитовыми плитчатыми с подчиненными прослоями темно-серых и коричневых массивных мелкозернистых, обладающих битуминозным запахом при ударе. Здесь широко распространены включения пороховидного битума.

Все описанные разрезы эльганской свиты на обширной территории западной части северного склона Алданского массива хорошо увязываются между собою как по литологическим признакам, так и по обнаруженным в последние годы в ряде пунктов остаткам трилобитов — *Elganellus acerptus* Suv. (in coll.) *E. probus* Suv. (in coll.), *Malykania gribovae* Suv. (р. Толбачан — сборы Н. П. Суворовой, 1950 г., реки Мархачан, Толба, Олекма — сборы З. А. Журавлевой, 1955—1956 гг.).

Одновозрастность синской и эльганской свит устанавливается их одинаковым положением в общем разрезе нижнекембрийских отложений. И та и другая свиты без следов какого-либо перерыва залегают на отложениях журиинского подъяруса, одновозрастность которых для восточной и западной части северного склона Алданского массива доказана непосредственным прослеживанием постепенно изменяющегося разреза. К сожалению, также отчетливо наблюдать постепенный переход синской свиты в эльганскую не удается, так как переходная зона не обнажена, однако в ближайших друг к другу выходах этих свит наблюдаются изменения их состава, указывающие на существование такого перехода. Так, в синской свите в наиболее западных выходах значительно уменьшается количество характерных черных сланцеватых известняков, а в эльганской свите в восточном направлении постепенно возрастает роль афанитовых и онколитовых известняков и соответственно уменьшается количество доломитов. Общей для обеих свит является резко повышенная по сравнению с подстилающими и покрывающими их отложениями битуминозность пород.

Резкие отличия комплексов фауны синской и эльганской свит объясняются значительными различиями условий существования трилобитов в различных фациальных зонах, на чем мы подробно остановимся в дальнейшем.

По окраинам Байкало-Патомского нагорья к синскому горизонту относится толща известняков мощностью в 50—60 м (эльганская свита)<sup>1</sup>, залегающая на пестроцветной свите журиинского подъяруса и четко выделяющаяся во всех изученных нами разрезах (в среднем течении р. Чары, в обнажении близ с. Нохтуйск на р. Лене и по северо-западной окраине нагорья — в обнажениях по р. Лене выше устья р. Витим). В 1956 г. З. А. Журавлевой в ряде пунктов на р. Чаре в известняках были найдены трилобиты, характерные для эльганской свиты.

Толща эта складывается темными, серыми или коричнево-серыми, в большинстве случаев онколитовыми известняками с афанитовой или тонкокристаллической структурой. Известняки массивные или тонкоплитчатые, с толщиной плиток от 10 до 30 см. Онколитовое строение придает породе крапчатый облик. Широко развиты пятнистые разности известня-

<sup>1</sup> Впервые выделена как возрастной аналог эльганской свиты северного склона Алданского массива А. К. Бобровым в 1951 г.

ков, в которых на темном фоне породы отчетливо различаются более светлые пятна самой различной величины и формы, часто вытянутые по напластованию. Пятнистость эта аналогична пятнистости некоторых известняков пестроцветной свиты (стр. 35). Пятнистые разности образуют мощные пачки или встречаются в виде отдельных участков среди онколитовых известняков.

Мощность толщи и ее литологический характер сохраняются неизменными на большом расстоянии от рек Жуи и Чары на востоке до устья р. Витим на западе. В разрезе р. Чаи, по описаниям В. В. Домбровского (1940) и Н. А. Грибовой (1956), выделить эльганскую свиту не удается.

Следует отметить, что по литологическому составу и мощности слагающие ее породы очень сходны с породами пачки пятнистых известняков средней части пестроцветной свиты. Поэтому решить, с какими пятнистыми известняками в каждом конкретном случае мы имеем дело, можно только установив точно их положение в общем разрезе. Вдоль западной окраины Байкало-Патомского нагорья (р. Киренга и верхнее течение р. Лены) породы этой свиты, судя по литературным данным, в естественных обнажениях не вскрыты.

Западнее окраин Байкало-Патомского нагорья отложения синского горизонта с достаточной уверенностью выделяются в разрезах буровых скважин внутреннего поля Иркутского амфитеатра. Они представлены нижней пачкой бельской свиты, залегающей между соленосной толщей и типичными отложениями толбачанского горизонта, охарактеризованными фауной. Пачка эта мощностью около 100 м сложена доломитами с редкими прослоями известняков и ангидритов (см. фиг. 17). По положению в разрезе и литологическому составу эта пачка аналогична эльганской свите Березовской впадины, залегающей на соленосной пестроцветной свите журиного подъяруса.

В Западном Прибайкалье, Присаянье и по окраине Енисейского кряжа выделить синские отложения очень трудно, так как они связаны постепенными переходами с выше- и нижележащими отложениями и границы их пока совершенно условны. Синскому горизонту здесь, по-видимому, соответствуют нижние части введенской свиты (р. Иркут), тальской свиты (р. Бирюса), клименской свиты (р. Ангара) и лебяжинской свиты (р. Тея), представленные преимущественно разнообразными доломитами и значительно реже известняками. Мощность этой части разреза около 100—150 м.

Наличие синского горизонта во всей этой области подтверждается тем, что в самые последние годы (Карасев, 1959) В. С. Галимовой и С. М. Замараевым в Прибайкалье (реки Малая Иреть и Манзурка) и Л. Н. Репиной на Ангаре (ниже устья р. Иркинцевой) в изолированных обнажениях собраны остатки трилобитов, весьма близкие к трилобитам, характерным для эльганской свиты синского горизонта.

В скважине, пробуренной в 1938 г. вблизи устья р. Усолки, а также к югу от нее в Мурминской и Тынынской опорных скважинах, синскому горизонту соответствует толща, сложенная темно-серыми доломитами и известняками с прослоями песчаников, алевролитов и ангидритов. Мощность ее около 300—350 м. Положение этой толщи в разрезе такое же, как и нижнебельской подсвиты на территории внутреннего поля Иркутского амфитеатра.

В Туруханском районе к синскому горизонту условно можно отнести верхние 45 м платоновской свиты, которые сложены чередующимися слоями светлых, желтовато-серых и серых пелитоморфных, реже афанитовых доломитов с отдельными прослоями до 3 м светло-серых афанитовых листоватых известняков.

## ТОЛБАЧАНСКИЙ ГОРИЗОНТ

В восточной части северного склона Алданского массива отложения с фауной толбачанского горизонта слагают нижнюю часть куторгиновой свиты. Типичными для этого горизонта являются трилобиты: *Bergeroniellus lermontovae* sp. *B. atlassovi* Lerm., *Aldonaia ornata* Lerm., *Bergeroniaspis divergens* Lerm., *Proerbia prisca* Lerm., *Micmaccopsis redlichoides* Lerm. и некоторые другие (в том числе *Bulaiaspis* sp.), а также брахиоподы. *Kutorgina lenaica* Lerm. и др.

Куторгиновая свита, обнажающаяся по р. Лене между с. Бата майским и с. Тит-Ары и в нижнем течении р. Ботомы, весьма однообразна как по разрезу, так и по простираению. Вся толща мощностью в 200—250 м сложена 3—15-сантиметровыми слоями коричневато-серых афанитовых известняков, отделенными друг от друга желтовато-серыми светлыми прослоями тонкозернистого известковистого доломита толщиной в 1—2, редко 3—5 см. Прослои эти, расположенные в общем по напластованию, между некоторыми пластами раздуваются, как бы разбедая кровлю нижележащего и подошву вышележащего пластов. Тогда граница между известковистым доломитом и известняком становится волнистой. Иногда два параллельных прослоя могут соединиться, «пропилив» тонкий пласт известняков. В афанитовых известняках часто встречаются щитки и членики трилобитов хорошей сохранности, которые на р. Ботоме образуют в нижней части свиты прослой трилобитовых ракушечников. К толбачанскому горизонту на основании фауны трилобитов относятся нижние 100—150 м этой однородной толщи.

В более западных и юго-западных частях северного склона Алданского массива к толбачанскому горизонту относятся толбачанская и мундучинская свиты, представленные главным образом доломитовыми породами и содержащие иной комплекс фауны трилобитов. Одновозрастность их с нижней частью куторгиновой свиты доказывается тем, что все они залегают непосредственно под отложениями олекминского горизонта, которые всюду палеонтологически прекрасно охарактеризованы.

Переходным типом отложений от известняков куторгиновой свиты к доломитам толбачанской является, возможно, пачка светлых афанитовых известняков и доломитов с прослоями известковистых доломитов, встреченная в среднем течении р. Ботомы близ устья р. Кыннат и имеющая видимую мощность 30 м. В этих породах Н. П. Суворова нашла фауну трилобитов *Bergeroniaspis* cf. *bobrovi* Suv., *B.* cf. *divergens* Lerm., близких к трилобитам куторгиновой свиты. Южнее, в скважине Амга I часть разреза, соответствующая, по-видимому, по возрасту нижней половине куторгиновой свиты, также имеет переходный характер и сложена чередованием слоев светлых доломитов, афанитовых известняков и зеленоватых мергелей.

Наилучшее представление о характере толбачанской свиты дает обнажение, расположенное на р. Толбачан, в 20 км от ее устья, где в разрезе свиты общей мощностью 200—210 м выделяется несколько пачек (фиг. 20).

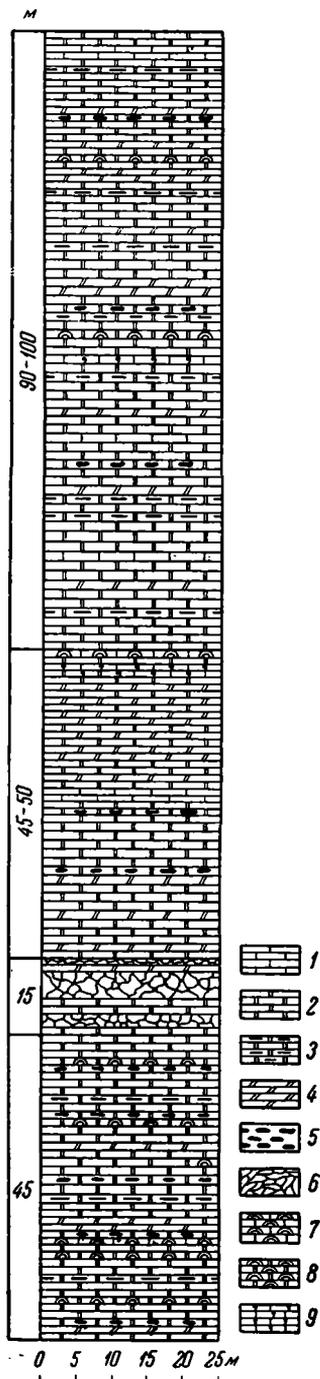
Нижние 45—55 м сложены чередующимися слоями коричневато-серых массивных мелкокристаллических доломитов и желто-серых плитчатых пелитоморфных доломитов. Кроме того, встречаются прослои зеленовато-серых доломитовых мергелей. В массивных доломитах много щелевидных пустот от выщелоченного гипса. Характерны отдельные прослои строматолитовых известняков и доломитов с крупными каравоеобразными онкоидами, в которых часто наблюдается окремнение. Следующая пачка (15 м) сложена доломитово-кремнистыми брекчиями. Третья, пестроцветная пачка мощностью около 50 м, содержит наряду с мелкокристаллическими и пелитоморфными доломитами большое количество доломитовых

мергелей зеленоватого и красно-бурого цвета, которые преобладают главным образом в ее верхней половине. В кровле пачки встречены редкие прослой строматолитовых и онколитовых известняков. Верхние 90 м, по данным Д. К. Горнштейна, сложены, как и нижняя пачка, доломитами с небольшими прослоями доломитовых мергелей. В известняках третьей пачки в этом обнажении З. А. Журавлевой была найдена фауна трилобитов: *Bulaiaspis tasevicus* Repina (in coll.), *B. primus* Lerm., *B. vologdini* Lerm.

Во всей описанной толще широко развиты кремневые конкреции, часто имеющие пеструю окраску.

Примерно тот же характер имеет толбачанская свита на р. Олекме, но здесь в 50—60 м от ее подошвы появляются прослой гипса, которые, по-видимому, могут быть сопоставлены с пачкой брекчий в предыдущем разрезе. В этом районе З. А. Журавлевой найдены те же, что и в предыдущем, трилобиты рода *Bulaiaspis*, а также *Bulaiaspis peleducis* Repina. Мощность толбачанской свиты 190 м.

Отложения толбачанского горизонта на р. Амге выделены под названием мундручинской свиты. Нижняя их часть (около 100 м) сложена чередованием слоев желтых мелкопористых доломитов, светлых афанитовых доломитов и желтовато-зеленых плитчатых мергелей. В доломитах часты включения пороховидного битума. Количество мергелей вверх по разрезу возрастает, и следующая пачка (около 70 м) почти целиком сложена зеленовато-серыми, желто-зелеными и зелеными разностями этих пород. Выше по разрезу количество и мощность мергелистых прослоев постепенно уменьшается и появляются пласты светлых массивных яснокристаллических строматолитовых доломитов. На поверхностях этих пластов, отпрепарированных выветриванием, отчетливо видно, как рост строматолитовых образований периодически прекращался в связи с усилением привноса глинистого или карбонатно-обломочного материала. Для этой части свиты (около 50 м) характерны интенсивная бордово-красная окраска пород и обилие разноцветных кремней, внутри которых иногда встречаются кристаллы флюорита. Верхняя часть свиты (около 80 м) сложена плотными светло-зелеными плитчатыми афанитовыми доломитами с большим количеством цветных кремней, примазками пластичной голу-



Фиг. 20. Разрез толбачанской свиты на р. Толбачан  
1 — известняк; 2 — доломит; 3 — глинистый доломит; 4 — доломитовый мергель; 5 — кремневые конкреции; 6 — брекчия; 7 — строматолитовый известняк; 8 — строматолитовый доломит; 9 — онколитовый известняк.

бовато-зеленой глины и тонкими прослоями брекчий. На поверхностях напластования этих пород множество знаков ряби, трещин усыхания, следов ползания организмов. Общая мощность мундручинской свиты 290—300 м.

К западу от р. Толбачан толбачанская свита вскрыта рядом буровых скважин, которые позволяют проследить постепенное изменение ее разреза в западном направлении.

Скважиной у устья р. Русской Речки вскрыты нижние 170 м толбачанской свиты, в которых четко выделяются три пачки. Нижняя (75 м) сложена массивными тонкокристаллическими и плитчатыми пелитоморфными доломитами с отдельными прослоями известняков. В кровле преобладают пестроцветные доломитовые мергели. Все породы содержат большое количество включений гипса и ангидрита. Средняя пачка (25 м) сложена почти целиком ангидритами и гипсами, а в верхней (65—70 м) снова появляются массивные и плитчатые доломиты с прослоями доломитовых мергелей и водорослевых известняков. В доломитах наблюдаются многочисленные включения гипса, ангидрита и отдельные кристаллы флюорита.

В скважине с. Намана (фиг. 21) толбачанская свита мощностью в 365 м пройдена полностью от кровли до подошвы. Здесь выделяется 5 пачек. Самая нижняя (170 м) сложена массивными и плитчатыми пелитоморфными доломитами с прослоями доломитовых мергелей и отдельными прослоями ангидрита. В доломитах много включений гипса и каменной соли. По сравнению со скважиной у устья р. Русской Речки здесь возрастает роль пелитоморфных доломитов и доломитовых мергелей, особенно в верхних 20—30 м пачки. Вторая пачка (54 м) сложена в основном мощными пластами каменной соли с тонкими пропластками доломита. Третья (40 м) представлена пелитоморфными доломитами и пестроокрашенными доломитовыми мергелями с включениями гипса и соли. Четвертую пачку (26 м) слагают каменная соль и ангидрит с тонкими прослоями доломитов. В пятой, верхней пачке (56 м) снова можно видеть доломиты и пестроцветные мергели, а также прослой водорослевых известняков. Эта пачка засолена слабее всех нижележащих. Общее количество чистой соли в Наманинской скважине составляет около 15,5% всей мощности разреза.

Несколько западнее, в Олекминской скважине, общий характер толбачанской свиты сохраняется, примерно, такой же, как и в Наманинской скважине. Однако выделить те же пачки здесь невозможно, так как прослой соли встречаются по всему разрезу, за исключением нижних 70 м. Мощность отдельных прослоев соли достигает 19 м, а общее количество ее в разрезе — 17%. Еще больше увеличивается количество соли в скважине у с. Дельгей (фиг. 22), где каменная соль составляет 35% пород свиты, а мощность ее отдельных прослоев возрастает до 32 м.

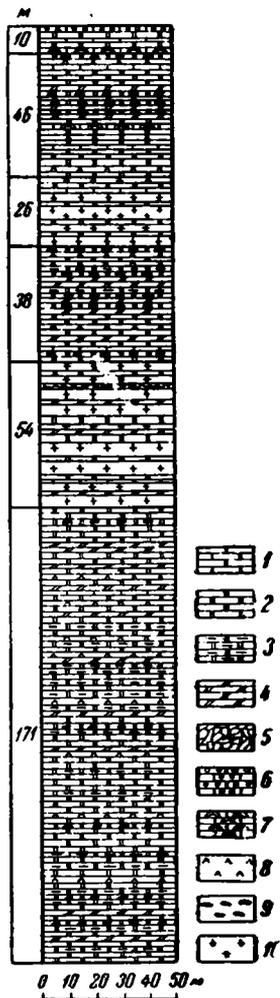
Общая мощность толбачанской свиты в Олекминской и Дельгейской скважинах около 380 м.

Вдоль окраин Байкало-Патомского нагорья отложения толбачанского горизонта выделяются совершенно достоверно благодаря находкам в ряде мест остатков трилобитов рода *Bulaiaspis*<sup>1</sup>. Эти отложения, как и на северном склоне Алданского массива, были описаны нами под названием толбачанской свиты.

По восточной окраине нагорья она обнажена близ устья р. Жуи и в среднем течении р. Чары. Ее видимая мощность 120 м. По северной окраине нагорья полный разрез толбачанской свиты вскрыт в обнажении близ с. Нохтуйск, где в 1952 г. З. А. Журавлевой в верхней и нижней ее частях была найдена фауна трилобитов — *Bulaiaspis taseevicus* Rep. Таким

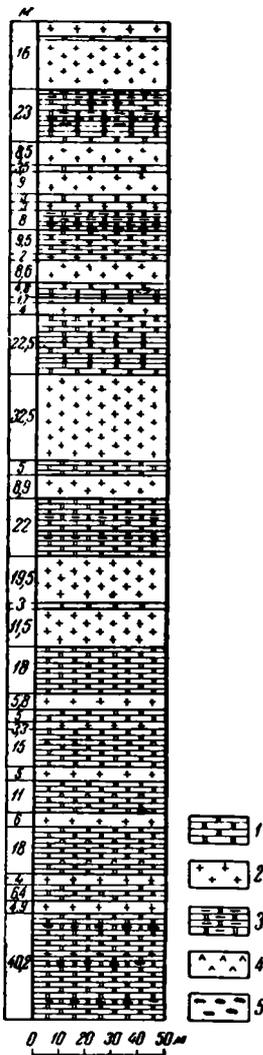
<sup>1</sup> Хотя род *Bulaiaspis* наиболее типичен для толбачанского горизонта, некоторые его представители в настоящее время известны и в вышележащем олекминском горизонте (Репина, 1956).

образом, объем толбачанского горизонта определен здесь достаточно точно и полная мощность его составляет 450 м. Хороший разрез мощностью в 340 м, по-видимому близкий к полному, наблюдается также на правом



Фиг. 21. Разрез толбачанской свиты в скважине у с. Намана

1 — известняк; 2 — доломит; 3 — глинистый доломит; 4 — доломитовый мергель; 5 — брекчия; 6 — оолитовый известняк; 7 — строматолитовый известняк; 8 — ангидрит; 9 — кремневые конкреции; 10 — каменная соль



Фиг. 22. Разрез толбачанской свиты в скважине с. Дельгей

1 — доломит; 2 — каменная соль; 3 — глинистый доломит; 4 — ангидрит; 5 — кремневые конкреции

берегу р. Лены близ с. Мухтуя. По северо-западной окраине нагорья толбачанская свита мощностью более 350 м изучена нами в обнажениях по р. Лене между г. Киренском и устьем р. Витим. В этом районе в различ-

ных частях свиты В. Н. Григорьевым в 1954 г. также были найдены остатки трилобитов рода *Bulaiaspis*.

Во всех перечисленных районах толбачанская свита имеет весьма однообразный характер, благодаря чему мы приведем ее общее описание, отметив лишь некоторые местные особенности.

Отличительной чертой толбачанской свиты является непрерывное чередование слоев темных известняков и светлых доломитов (иногда известковистых доломитов), придающее обнажениям свиты характерный полосчатый вид (фиг. 23). Частота и равномерность чередования, мощность чередующихся слоев известняков и доломитов, а следовательно, и относительное количество тех и других в различных частях свиты различных обнажениях не одинаковы. Так, например, в обнажении близ с. Нохтуйск в нижней части свиты доломиты составляют 71% мощности, в средней — 31%, а в верхней — 49%. Различные типы чередования пород можно видеть на прилагаемых колонках (фиг. 24).

Доломиты толбачанской свиты в подавляющем большинстве светло-серые или желтоватые, пелитоморфные, плитчатые, иногда несколько известковистые. Эти породы выветриваются быстрее известняков, образующих в обнажениях выступающие карнизы. Значительно реже встречаются онколитовые и строматолитовые доломиты, а также более плотные афанитовые разности плитчатых доломитов.

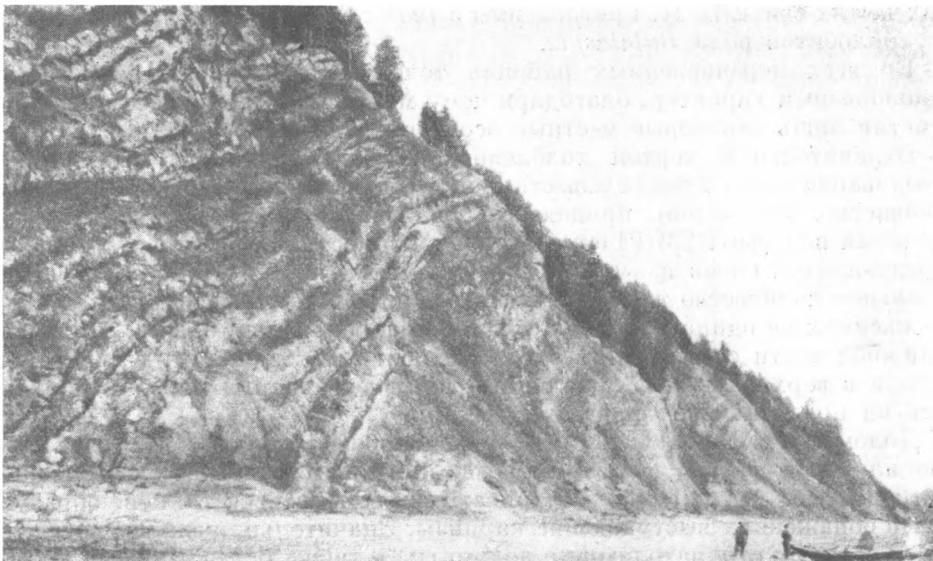
Известняки свиты более разнообразны. Наибольшим распространением пользуются темно-серые тонкокристаллические массивные онколитовые известняки с характерной неровной крапчатой окраской, обычно образующие наиболее мощные прослои. В ряде разрезов эти породы составляют более половины общего количества известняков, и именно к ним приурочены все находки фауны. Широким развитием пользуются также светло-окрашенные строматолитовые куполовидные или микроволнисто-слоистые известняки, часто содержащие конкреции кремня. Реже встречаются небольшие прослои светло-серых афанитовых хорошо плитчатых известняков, нередко несколько окремнелых или содержащих стяжения кремня, а также темно-серые тонкокристаллические массивные однородные известняки, слагающие, подобно онколитовым, более мощные пласты.

В нижней части свиты мощностью около 70—100 м доломиты, чередующиеся с известняками, обогащены глинистым, а частично и алевроитовым материалом и иногда переходят в доломитовые мергели. Характерна розоватая или красная окраска пород. Иногда в отдельных прослоях известняков наблюдаются красноватые пятна. Благодаря такой окраске эта пачка легко может быть принята за часть пестроцветной свиты, однако принадлежность ее к толбачанской свите легко определяется залеганием ее между хорошо выделяющимися во всех разрезах известняками нижележащей эльганской свиты и описанным выше чередованием слоев известняков и доломитов остальной части толбачанской свиты<sup>1</sup>.

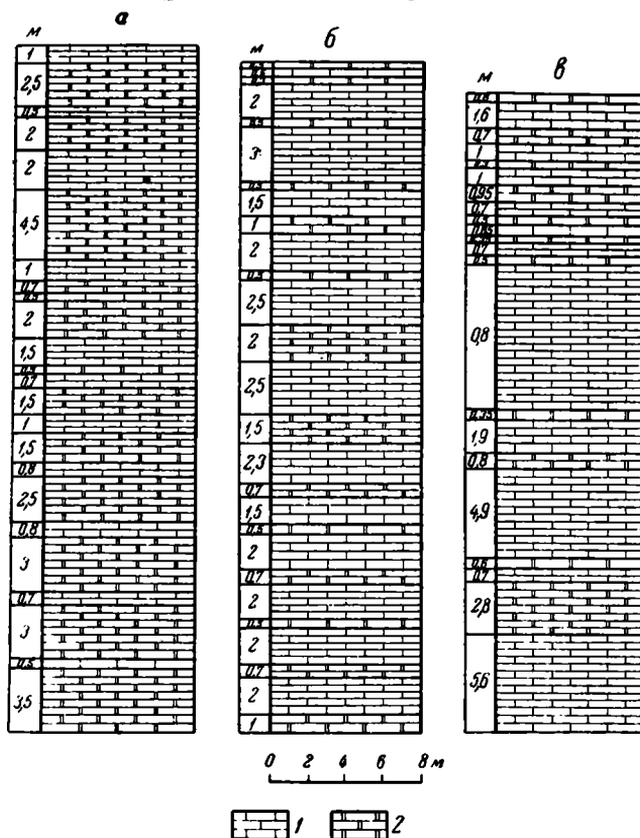
В обнажениях по р. Лене между г. Киренском и с. Витим в толбачанской свите встречается отдельные вторично доломитизированные участки размером в несколько метров.

Однообразное строение толбачанской свиты, как уже указывалось, выдерживается по окраинам Байкало-Патомского нагорья на всем протяжении от р. Чары на востоке до г. Киренска на западе. Следует отметить, что в западных разрезах увеличивается относительное количество известняков и роль строматолитовых пород. Южнее, по западной окраине

<sup>1</sup> Описанные отложения толбачанского горизонта на окраинах Байкало-Патомского нагорья были впервые выделены Н. А. Грибовой (1947) под названием надпестроцветной свиты мощностью 400—700 м и ошибочно сопоставлялись ею с синской свитой. В 1950 г. А. К. Бобров впервые сопоставил соответствующую часть нохтуйского разреза с толбачанской свитой Алданского массива.



Фиг. 23. Характер чередования известняков и доломитов в толбачанской свите (р. Лена ниже г. Киренска)



Фиг. 24. Типы чередования известняков и доломитов в толбачанской свите

1 — известняк; 2 — доломит; а — равномерное чередование с преобладанием доломитов (71%); б — равномерное чередование с преобладанием известняков (67%); в — неравномерное чередование с резким преобладанием известняков (76%)

нагорья, в среднем течении р. Киренги, близ с. Жигалово на р. Лене, в нижней части обнажающегося здесь карбонатного кембрия Н. В. Фролова (1955) выделила туколонскую свиту видимой мощностью около 400 м, положение которой в разрезе отвечает толбачанскому горизонту, а строение и состав, судя по тщательному описанию Н. Ф. Фроловой, совпадают с приведенной характеристикой толбачанской свиты.

В районе Западного Прибайкалья за последние годы коллективом геологов треста «Востсибнефтегеология» выделены палеонтологически охарактеризованные отложения толбачанского горизонта. В бассейне р. Иликты эти отложения описаны И. И. Рибас (Карасев и др., 1959) под названием бельской свиты, видимая мощность которых около 450 м. Нижние 150 м разреза сложены типичным для толбачанской свиты чередованием слоев темных массивных и плитчатых известняков и коричнево-серых доломитов, причем мощность отдельных слоев измеряется метрами. Преобладают в разрезе известняки, в которых собраны остатки трилобитов рода *Bulaiaspis*. Верхние 300 м сложены преимущественно коричнево-серыми массивными и плитчатыми доломитами. Некоторые пласты доломитов имеют строматолитовое строение. Довольно часто встречаются прослои мелкообломочной карбонатной брекчии. В этой части разреза также найдены трилобиты рода *Bulaiaspis*.

К северо-западу от Прибайкалья, на обширной территории внутреннего поля Иркутского амфитеатра, отложения толбачанского горизонта были вскрыты целым рядом глубоких роторных скважин (близ селений Усть-Кут, Жигалово, Божехан, Бохан, Оса, Большая Разводная, Еловка, Усолье Сибирское, Булай, Тыреть). Толбачанскому горизонту здесь соответствует основная часть разреза бельской свиты<sup>1</sup>, залегающей над пачкой разнообразных доломитов, отнесенной нами к синскому горизонту. По данным «Востсибнефтегеология» в этой части бельской свиты найдены трилобиты рода *Bulaiaspis*, среди которых определены: *Bulaiaspis tasevicus* Rep., *B. mansurensis* sp. nov., *B. primus* Lerm., *B. vologdini* Lerm., *B. sajanicus* Rep., *B. peleducicus* Rep.

В Жигаловской, Божеханской, Большой Разводнинской, Еловкинской и Булайской скважинах эта часть бельской свиты представлена типичным для толбачанской свиты окраин Байкало-Патомского нагорья чередованием слоев известняков и различных доломитов. Местами в породах наблюдаются включения ангидрита и гипса. Мощность отложений толбачанского горизонта в этих скважинах меняется от 300 до 400 м.

Северо-западнее, в скважинах в районе сел. Оса, Бохан, Тыреть, а также и в Усть-Кутской скважине разрез бельской свиты несколько иной. В основании выделяется уже знакомая характерная пачка чередующихся слоев известняков и доломитов<sup>2</sup>. Однако мощность ее не превышает 170 м. Верхняя часть бельской свиты в этом районе сложена сульфатно-доломитовыми и галогенными породами. Наиболее мощные пласты каменной соли встречены в Усть-Кутской и особенно в Тыретьской скважинах, где отдельные прослои соли достигают 17 м мощности и в сумме составляют 60 м. Мощность верхней пачки, по данным геологов «Востсибнефтегеология», около 170 м. Таким образом, общая мощность отложений толбачанского горизонта и здесь составляет около 340 м.

В естественных обнажениях юго-восточного Присаянья к толбачанскому горизонту следует, по-видимому, относить верхнюю часть введенской свиты. Согласно описаниям Я. Я. Яржемского (1938), в разрезе у с. Введенского в этой свите общей мощностью около 500 м выделяются снизу вверх следующие пачки:

<sup>1</sup> Подобно геологам «Востсибнефтегеология» в бельскую свиту мы не включаем булайский горизонт.

<sup>2</sup> Эта часть выделяется Я. К. Писарчик как средняя подсвита бельской свиты.

1. Переслаивание серых и коричнево-серых тонкозернистых слоистых доломитов и доломитовых мергелей. В нижней части — пустотки от выщелоченных кристаллов гипса и каменной соли. Мощность около 200 м.

2. Брекчии доломитовые и известняковые. Мощность 130 м.

3. Чередование слоев темно-серых массивных и толстоплитчатых известняков, коричнево-серых, часто пятнистых (по-видимому, онколитовых) доломитистых известняков, доломитов и сравнительно редких прослоев серо-зеленоватых известковистых мергелей. В известняках найдены трилобиты рода *Bulaiaspis* (Королюк, 1953). Мощность 110 м.

4. Серо-желтоватые толсто- и тонкоплитчатые мелкозернистые окремненные доломиты и доломитовые известняки. Часты псевдоморфозы по гипсу. Мощность около 65 м.

Как уже указывалось, низы введенской свиты следует относить к синскому горизонту и к журиному подъярусу.

В бассейне р. Уды к толбачанскому горизонту, по-видимому, следует отнести толщу пород, описанную на р. Ишидей в районе бывшего пос. Идолгуй. Еще в 1927 г. Ю. А. Жемчужниковым в ней были найдены трилобиты, оставшиеся неопределенными. По данным И. К. Королюк (1956), эта толща, которая иногда выделяется под названием толщи ишидейских известняков (Павловский, 1954), сложена разнообразными породами, начиная от известняков и доломитов и кончая песчаниками. Карбонатные породы светлоокрашенные, реже темные. Широко развиты обломочные и онколитовые разности, которые характерны для данной толщи. В доломитах иногда наблюдается щелевидная пористость от выщелоченных кристаллов гипса. Некоторые карбонатные породы содержат примесь терригенного материала. В основании толщи преобладают песчаники, среди которых встречаются как чисто кварцевые, так и кварцево-полевошпатовые разности. Окраска пород самая разнообразная — зеленая, серая, белая, реже красная. В силу плохой обнаженности соотношение различных типов пород в разрезе изучено очень плохо. Видимая мощность 400 м.

В районе р. Бирюсы достоверные отложения толбачанского горизонта не известны.

Севернее, в бассейне Ангары, в районе ее правых притоков рек Чадобец и Иркинеевой, а также на р. Тасеевой к толбачанскому горизонту относится верхняя часть отложений клименской свиты, из которой Л. Н. Репиной определены трилобиты *Bulaiaspis vologdini* Lerm., *B. taseevicus* Repina, *B. primus* Lerm. (Григорьев, Репина, 1956). Эта часть разреза сложена типичным для толбачанского горизонта чередованием пластов темных известняков и светлых доломитов. Мощность отдельных прослоев колеблется в пределах 0,5—4 м. В наиболее полно обнаженных верхних 100 м (разрез Клименской антиклинали) количество известняков составляет примерно 50% общей мощности (фиг. 25).

Известняки плотные, тонкокристаллические, массивные, обычно темно-серого, реже коричнево-серого цвета. Некоторые прослои имеют онколитовую структуру. Встречаются пятнистые доломитистые известняки. В толще наблюдаются отдельные крупные участки, целиком сложенные доломитом. Темные известняки обладают при ударе битуминозным запахом. Доломиты, чередующиеся с известняками, плитчатые, иногда тонкослоистые, обычно пелитоморфные. Окраска их желтая, светло-серая, розоватая. Некоторые разности доломитов сильно глинистые. Как в известняках, так и в доломитах часто встречаются стяжения кремней. По данным М. А. Семихатова, на р. Иркинеевой мощность отложений толбачанского горизонта 250 м.

На р. Тасеевой, близ устья р. Усолки, мощность толбачанских отложений увеличивается до 350 м. В отличие от более восточного разреза р. Иркинеевой, здесь в верхних 100 м слоев известняков и доломитов

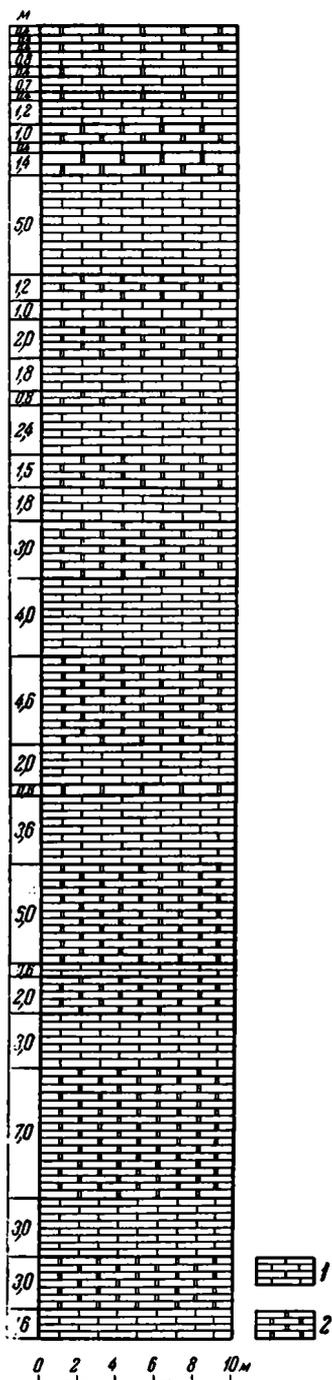
(свита «серых доломитов и красных песчаников» А. А. Предтеченского) появляются прослой красных песчаников до 2 м мощности, составляющих в общем около 20% общей мощности пачки. Песчаники мелкозернистые, глинистые, слюдястые. Южнее, в Мурманской и Тынысской скважинах толбачанские отложения представлены переслаиванием мощных (до 15 м) слоев каменной соли, составляющих 30—40% мощности разреза, с прослоями доломитов, алевролитов, аргиллитов. Мощность толбачанских отложений в указанных скважинах около 350 м.

На северо-восточной окраине Енисейского края к толбачанскому горизонту нами отнесена нижняя большая половина лебяжинской свиты (Григорьев, Репина, 1956), так как в ее средней пачке найдены типичные для толбачанского горизонта трилобиты *Bulaiaspis primus* Legt. Нижняя пачка лебяжинской свиты видимой мощностью около 500 м представлена светло-серыми, реже желтоватыми мелко- и тонкокristаллическими доломитами. Преобладают толстоплитчатые и массивные разности, реже встречаются тонкоплитчатые. В отдельных прослоях доломитов заметны остатки строматолитовой текстуры. Нижнюю часть этой пачки (100—150 м), как было указано выше, следует относить к синскому горизонту.

Средняя пачка мощностью около 100 м сложена темно-серыми тонкокristаллическими известняками, часто имеющими сгустковую, онколитовую текстуру, с прослоями более светлых плитчатых тонкокristаллических доломитов, иногда также онколитовых. В известняках этой пачки были встречены упомянутые выше трилобиты.

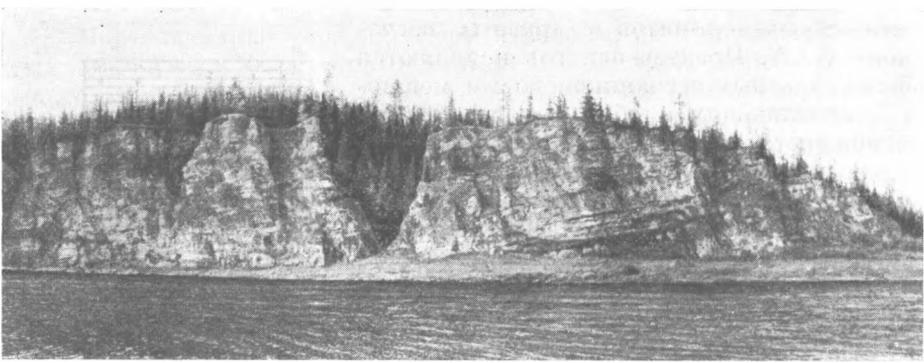
Таким образом, общая видимая мощность толбачанского горизонта по северо-восточной окраине Енисейского края составляет около 450 м.

В Туруханском районе к толбачанскому горизонту относится нижняя часть костинской свиты, залегающая под пачкой известняков с трилобитами, характерными для отложений олекминского горизонта (фиг. 26). Как и нижняя пачка лебяжинской свиты в бассейне р. Теи, нижняя пачка костинской свиты сложена однообразными светло-серыми и желтовато-серыми тонко- и мелкокристаллическими, обычно массивными и грубоплитчатыми доломитами (Григорьев, Репина, 1956). Крупнокristаллические разности часто пористы и кавернозны. В верхах этой пачки довольно широко развиты стромато-



Фиг. 25. Характер чередования известняков и доломитов в разрезе климинской свиты на р. Ангаре в обнажении у д. Климино

1 — известняк; 2 — доломит



Фиг. 26. Характер обнажения доломитов костинской свиты (р. Сухая Тунгуска)

литы. В нескольких местах в доломитах были встречены желтые прозрачные кристаллы барита. Мощность пачки, согласно лежащей на платоновской свите, около 700 м.

К толбачанским отложениям относятся и нижние 90—100 м средней пачки костинской свиты, сложенные плотными слоистыми тонкозернистыми и афанитовыми светлыми известняками с прослоями тонкозернистых светлых и зеленовато-серых плотных доломитов мощностью до 5 м. В бассейне р. Теи трилобиты толбачанского горизонта были встречены в аналогичной по составу пачке.

Общая мощность толбачанского горизонта в Туруханском районе 800 м.

### ОЛЕКМИНСКИЙ ГОРИЗОНТ

Олекминский горизонт представляет собой единственный горизонт нижнего кембрия, который на всем северном склоне Алданского массива характеризуется более или менее однообразным составом слагающих пород и содержит один и тот же комплекс фауны трилобитов, среди которых руководящими являются *Bergeroniaspis ornatus* Lerm., *Jakutus quadriceps* Lerm., *Solenopleurella bella* Rjonsn. и др.

Отложения олекминского горизонта прекрасно обнажаются по обоим берегам рек Лены, Ботомы, Амги, Олекмы, образуя живописные скалы, известные под названием «Ленских столбов». (фиг. 27).

На востоке Алданского массива олекминскому горизонту соответствует верхняя часть куторгиновой свиты, единой по своему составу и строению<sup>1</sup>.

В этой части свиты мощностью 80—100 м найдены трилобиты: *Bergeroniaspis ornatus* Lerm., *B. subornatus* Lerm., *B. kutorginorum* Lerm., *B. bobrovi* Suv., *Bathyriscellus robustus* Lerm., *Binodaspis spinosus* Lerm., *Kootenia* sp., *Jakutus quadriceps* Lerm., *Solenopleurella bella* Lerm., *Paigetina glabrata* Lerm. и др., брахиоподы: *Kutorgina lenaica* Lerm., *K. pauciornata* Lerm., *K. flerovae* Lerm.

Западнее к олекминскому горизонту относится олекминская свита, хорошо обнаженная на р. Лене между с. Хоринцы и с. Урицким, на р. Олекме ниже ее притока р. Суджу, а также в низовьях р. Чары.

В основании ее всюду выделяется 4—8-метровый слой коричневатого

<sup>1</sup> Характеристика пород куторгиновой свиты дана выше при описании толбачанского горизонта, которому соответствует нижняя часть этой свиты.



Фиг. 27. Характер обнажения известняков куторгиновой свиты «Ленские столбы» (р. Лена ниже с. Синского)

серого афанитового известняка то массивного, то плитчатого, иногда микрослоистого. Вышележащая часть сложена пятнистыми доломитистыми известняками, слагающими около 56% разреза, с прослоями органогенно-детритусовых и онколитовых разностей мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м, составляющих около 26% общей мощности.

Пятнистые известняки имеют массивную текстуру, но иногда при выветривании расслаиваются на плитки в 2—3 см с бугристыми поверхностями напластования. В породе различаются темные и светлые участки (пятна) самой разнообразной причудливой формы и размеров. Темные участки сложены коричневато-серым афанитовым известняком, светлые — тонкозернистым известковистым доломитом.

В кровле олекминской свиты всюду выделяется пачка мощностью 10—12 м, сложенная в основном пятнистым желтоватым доломитом. Общая мощность олекминской свиты, хорошо выдерживающаяся во всех разрезах, 90—100 м.

В олекминской свите встречено большое количество остатков трилобитов и брахиопод. Комплекс их очень близок к развитому в верхах куторгиновой свиты. Среди них Н. П. Суворовой были определены: *Bergorniaspis ornatus* Lerm., *B. subornatus* Suv., *B. bobrovi* Suv., *Bathyriscellus robustus* Lerm., *Jakutus quadriceps* Lerm., *Solenopleurella bella* Rjonsn., *Solenopleurella* sp. nov., *Binodaspis* sp., *Pagetina* sp., *Kutorgina lenaica* Lerm., *Kutorgina flerovae* Lerm.

В обнажениях по р. Лене имеется несколько локальных участков (у устьев рек Амбардах и Хара-Балык), в которых известняки олекминской свиты нацело замещены тонкокристаллическим доломитом. Неизмененные известняки в этих обнажениях сохраняются лишь в самом низу свиты. При доломитизации полностью сохраняется пятнистая текстура пород.

На р. Амге (от колхоза им. Кирова до устья р. Уэтях) олекминская свита на протяжении более 50 км всюду представлена главным образом доломитами, подобными встреченным в указанных обнажениях на р. Лене. Доломиты коричневато-серые, тонкокристаллические и афанитовые, с причудливой пятнистостью и так же, как породы олекминской свиты в других районах, с прослоями, имеющими детритусовое и онколитовое строение. В верхней части свиты встречаются тонкокристаллические доломиты несколько иного характера. В них наблюдается большое количество щелеобразных пор от выщелоченных кристаллов гипса, заполненных кальцитом. Здесь же в отдельных прослоях доломитов мощностью до

20 см выветрелой поверхности заметна волнисто-слоистая строматолитовая текстура, а иногда косая слоистость. Самые верхние пласты олекминской свиты (10—15 м на р. Амге) обычно отличаются от нижележащих резким осветлением. Доломиты становятся более рыхлыми, а непосредственно ниже контакта с вышележащей барылайской свитой переходят в доломитовую муку. Эта осветленная рыхлая зона очень невыдержана по простиранию. Часто в ней сохраняются неизмененные породы.

На р. Амге в олекминской свите была собрана типичная для нее фауна: трилобиты — *Bergeroniaspis ornatus* Lerm., *B. bobrovi* Suv., *Bergeroniaspis* sp., *Bathyriscellus robustus* Lerm., *Jakutus quadriceps* Lerm., *Tungusella procera* (Suv); брахиоподы — *Kutorgina lenaica* Lerm., *K. flerovae* Lerm.

Мощность олекминской свиты 80 м.

На северо-западе Алданского массива, в Наманинской и Олекминской скважинах олекминская свита сложена также целиком пятнистыми доломитистыми известняками и лишь в Дельгейской скважине ее нижние 37 м сложены темно-серым доломитом. Во всех скважинах в породах встречаются включения ангидрита и гипса. Мощность олекминской свиты в этих скважинах близка к 100 м.

По окраинам Байкало-Патомского нагорья отложения олекминского горизонта, выделяемые нами в свиту того же названия, наблюдаются на всем протяжении от среднего течения р. Чары на востоке до г. Киренска и бассейна р. Киренги на западе. Наиболее полные разрезы описаны нами близ с. Нохтуйск, на крыльях Мухтуйской антиклинали, в устье р. Пеледуй, и на р. Лене близ устья р. Ичеры и близ г. Киренска.

В Нохтуйском обнажении в олекминской свите выделяется три пачки. Нижняя, известняковая пачка (90 м) сложена преимущественно светлыми, коричневато-серыми афанитовыми известняками и смешанными известково-доломитовыми породами. Среди этих однородных по своему строению пород залегает довольно мощный слой (16 м) пятнистого доломитистого известняка, сходного с описанным в олекминской свите более восточных районов. Выше залегает средняя пачка, сложенная плотной карбонатной брекчией, состоящей из мелких неокатанных обломков светлых доломитов и доломитистых известняков и более темных, коричневатосерых известняков. Цементом служит также коричневатосерый известняк, совершенно аналогичный встречаемому в обломках. Мощность брекчии около 80 м. Верхняя пачка (около 100 м) представлена внизу главным образом афанитовыми известняками, а сверху преимущественно пятнистыми доломитистыми известняками.

В этих отложениях З. А. Журавлевой были собраны трилобиты и брахиоподы, типичные для олекминского горизонта — *Bergeroniaspis ornatus* Lerm., *Jakutus quadriceps* Lerm., *Solenopleurella bella* Lerm., *Kutorgina lenaica* Lerm.

Общая видимая мощность олекминской свиты в нохтуйском разрезе около 270 м.

Разрез олекминской свиты на крыльях Мухтуйской антиклинали начинается снизу пачкой чередующихся слоев темных, коричневатосерых онколитовых известняков и более тонких прослоев светлых пелитоморфных доломитов и известковистых доломитов (видимая мощность 30 м). Выше здесь выделяется весьма характерная пачка в 12 м, сложенная светлыми пелитоморфными доломитами и доломитовыми мергелями с пустотами от выщелоченного гипса. Над ними залегает пачка темных онколитовых известняков (28 м), которая сверху сменяется типичными для олекминской свиты пятнистыми доломитистыми известняками (30 м). Разрез заканчивается 45-метровой пачкой светло-серых афанитовых известняков.

Видимая мощность олекминской свиты здесь 145 м.

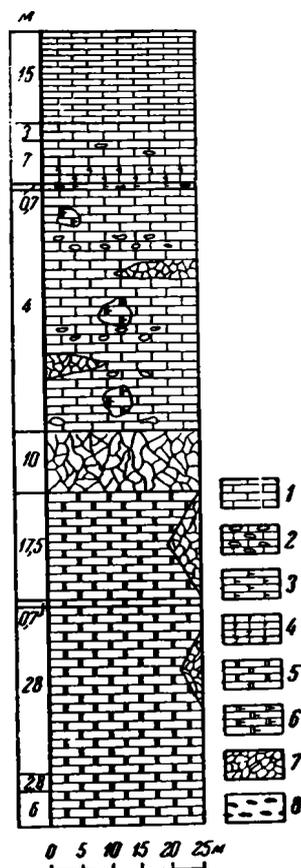
В районе между р. Витим и г. Киренском характер олекминской свиты весьма изменчив. В ряде обнажений (у устья р. Ичеры и западнее) разрез олекминской свиты близок к описанному в Мухтуйской антиклинали (фиг. 28). Верхняя пачка (примерно около 65 м) сложена здесь вверху афанитовыми известняками, внизу пятнистыми доломитистыми известняками. Средняя пачка (40 м) складывается преимущественно онколитовыми известняками в основании с пелитоморфными глинистыми доломитами, аналогичными тем, что были отмечены нами в мухтуйском разрезе. Особенностью этой части разреза является широкое развитие в отдельных участках внутрипластовых карстовых брекчий, описанных ниже. Нижняя пачка (видимая мощность около 30 м) в этих обнажениях сложена светлыми плотными яснозернистыми доломитами. Среди известняков верхних двух пачек встречаются довольно крупные доломитизированные участки, сложенные породой, очень сходной с доломитами нижней пачки. Общая видимая мощность свиты в этих обнажениях около 130 м.

В других обнажениях этого района олекминская свита местами целиком замещается светлыми яснокристаллическими доломитами, в которых иногда сохраняется первичная пятнистая текстура породы. Так, например, только доломитами сложена олекминская свита в обнажении у урочища «Щека 1-я». Здесь, в 40 м от ее границы с нижележащей толбачанской свитой, нами были найдены остатки трилобитов — *Jakutus quadriceps* Lerm., *Solenopleurella bella* Lerm. и др., а также брахиопод. Аналогичные доломиты развиты в обнажении ниже с. Паршино. Видимая мощность доломитовых толщ олекминской свиты около 150 м.

Юго-западнее в бассейне р. Киренги к отложениям олекминского горизонта может быть отнесена нижняя часть мунокской свиты (Фролова, 1955), сложенная главным образом различными типами доломитов (брекчиевидных, песчаниковидных, слоистых и глинистых). Суммарная мощность нижней части мунокской свиты около 100 м.

В Западном Прибайкалье, а также в разрезах скважин, пробуренных во внутреннем поле Иркутского амфитеатра, к олекминскому горизонту относятся отложения булайской свиты, которые долгое время считались немymi (Покровская, 1954). Однако исследования И. И. Рибас (Карасев и др., 1959), проведенные в последние годы в Прибайкалье, позволили палеонтологически доказать правильность такого сопоставления.

По ее данным булайская свита в разрезе по р. Иликте сложена массивными и плитчатыми коричневато-серыми доломитами. В одном из прослоев найдены остатки трилобитов и брахиопод. Среди них были определены трилобиты *Tungusella manica* Repina, *T. cf. obesa* Repina, *Tungusella*



Фиг. 28. Разрез олекминской свиты в обнажении на левом берегу р. Лены выше с. Петроавловского

1 — известняк; 2 — пятнистый известняк; 3 — доломитистый известняк; 4 — онколитовый известняк; 5 — доломит; 6 — известковый доломит; 7 — брекчия; 8 — кремневые конкреции

sp., *Inouyina* cf. *guadratica* Polet., *Bulaiaspis sajanicus* Repina и брахиоподы — *Kutorgina lenaica* Lerm.

Эта фауна, по последним исследованиям Л. Н. Репиной (1956), характерна для олекминского горизонта, а не для верхов толбачанского горизонта, как это считалось первоначально.

Видимая мощность булайской свиты на р. Иликте около 70 м.

В скважинах Иркутского амфитеатра булайская свита, по данным геологов «Востсибнефтегеология», сложена доломитами — светло-серыми, серыми и темно-серыми с коричневатым оттенком, тонко- и мелкокристаллическими, иногда афанитовыми. Доломиты толстоплитчатые и массивные, кавернозные, при ударе издают битуминозный запах, в них наблюдаются отдельные включения ангидрита и гипса. Среди доломитов встречаются прослой серых мелкокристаллических известняков, серых кварцевых песчаников и темных аргиллитов. Отдельные участки сильно брекчированы. Мощность булайской свиты 130—160 м.

Далее на северо-запад отложения олекминского горизонта известны на р. Тасеевой, в разрезах близ устья р. Усолки (Григорьев, Репина, 1955). Эти отложения в 1937 г. были выделены А. А. Предтеченским под названием толщи «Дыроватого утеса». Как видно на приведенной колонке, (фиг. 29) эта толща видимой мощностью 150 м сложена преимущественно терригенными породами, среди которых карбонатные породы составляют лишь 25% общей мощности разреза. Основными породами являются мелкозернистые известковистые полимиктовые песчаники зеленовато-серого, реже красноватого цвета и чередующиеся с ними более глинистые породы (судя по описаниям, аргиллиты и мергели) обычно малиново-красного, реже зеленоватого цвета. Прослой карбонатных пород мощностью от 0,5 до 3,0 м представлены зеленовато-серыми и темно-серыми комковатыми известняками и доломитами, часто обогащенными терригенным материалом. Многие известняки и доломиты имеют сгустковую структуру.

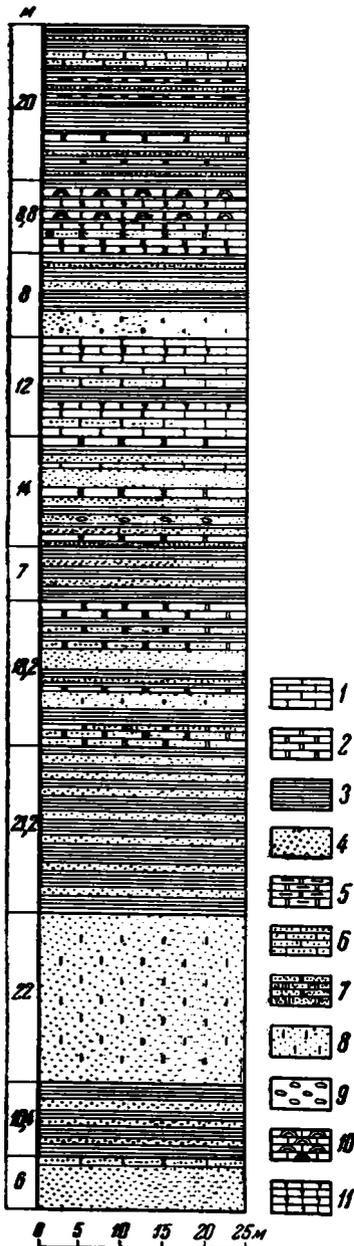
В этой толще можно выделить три пачки: нижнюю — нацело терригенную (60 м), среднюю — карбонатно-терригенную (60 м) и верхнюю — терригенную (30 м). В песчаниках и известняках средней пачки были встречены остатки трилобитов, типичных для олекминского горизонта (Кириченко, 1955). Среди них Н. Е. Чернышевой определены: *Bergeroniaspis kutorginorum* Lerm., *Jakutus quadriceps* Rjonsn., а также *Kutorgina* sp., *Hiolites* sp.

Совершенно аналогичный характер имеют отложения олекминского горизонта и в соседнем к юго-западу районе, где они вскрыты рядом креплюсных и глубокой Мурманской скважинами. По описаниям Б. А. Фукса, в разрезе последней можно выделить те же три пачки. Нижняя, терригенная, представлена главным образом алевролитами и аргиллитами с отдельными прослоями глинистых доломитов и известняков. Мощность ее 80 м. Средняя пачка целиком карбонатная: внизу известняковая, вверху доломитная. Из пород этой пачки Б. А. Фуксом избраны трилобиты *Tungusella manica* Repina и *Bulaiaspis limbatus* Repina. Мощность пачки 80 м. Верхние 40 м сложены преимущественно аргиллитами. Общая мощность олекминских отложений в Мурманской скважине 200 м.

На Ангаре, в разрезах Чадобецкой и Клименской антиклиналей, к олекминскому горизонту мы относим палеонтологически не охарактеризованную нижнюю пачку агалевской свиты (фиг. 30), залегающую выше отложений с фауной толбачанского горизонта (Григорьев, Репина, 1956).

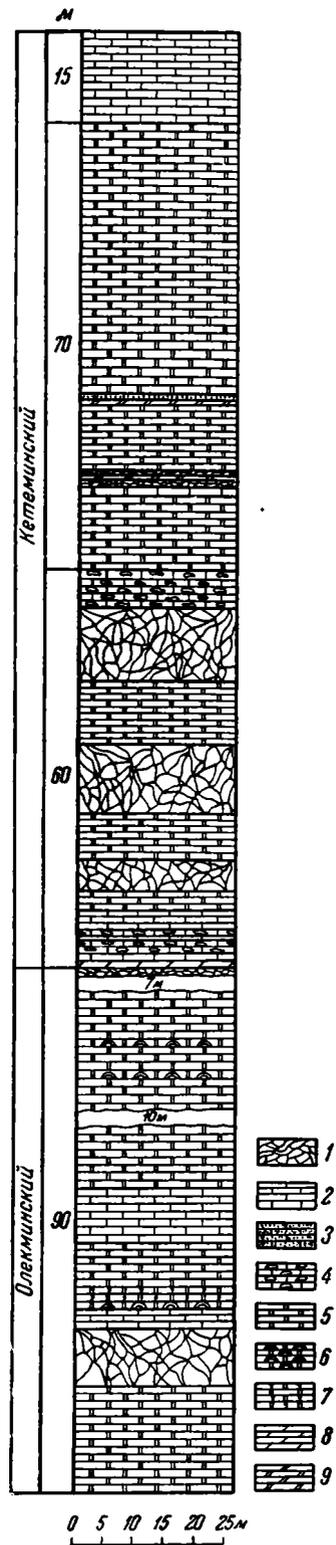
Эта пачка состоит из светлых тонкокристаллических доломитов с отдельными прослоями светлых известняков. В некоторых прослоях доломитов встречаются строматолиты. Мощность пачки около 90 м.

На северо-восточной окраине Енисейского кряжа к олекминскому горизонту нами отнесены низы верхней пачки лебяжинской свиты, залегаю-



Фиг. 29. Разрез нижней части агалёвской свиты (олёкминский горизонт) на р. Тасеевой в обнажении у устья р. Усолки по А. А. Предтечинскому

1 — известняк; 2 — доломит; 3 — аргиллит; 4 — песчаник; 5 — глинистый доломит; 6 — песчаный известняк; 7 — песчаный доломит; 8 — известнистый песчаник; 9 — конгломерат; 10 — строматолитовый известняк; 11 — онколитовый известняк



Фиг. 30. Разрез агалёвской свиты на р. Ангаре в обнажении у д. Климино

1 — брекчия; 2 — известняк; 3 — песчаный известняк; 4 — пятнистый известняк; 5 — доломит; 6 — строматолитовый доломит; 7 — онколитовый доломит; 8 — мергель; 9 — доломитовый мергель

щие выше отложений, содержащих фауну толбачанского горизонта. Эта часть разреза представлена в основном светлыми тонкокristаллическими, реже мелкокристаллическими тонко- и толстоплитчатыми доломитами. Мощность ее около 100 м.

В Туруханском районе олекминский горизонт начинается 40—50-метровой пачкой (обычно она выделялась как верхи средней пачки костинской свиты), сложенной преимущественно коричневато-серыми мелкопаччатыми онколито-детритусовыми известняками. В этих известняках найдены остатки трилобитов, среди которых определены *Tungusella manica* Rep., *Bulaispis* sp. (Григорьев, Решина, 1956).

К вышележащей части олекминского горизонта в Туруханском районе следует условно отнести верхнюю пачку костинской свиты, которая так же, как и верхняя пачка лебяжинской свиты, возможно, частично соответствует и кетеминскому горизонту. Судя по обнажениям на Нижней Тунгуске и ее левых притоках, в этой толще преобладают серо-белые мелкозернистые доломиты и доломитистые известняки, чередующиеся со слоями строматолитовых доломитов. Мощность слоев строматолитовых пород по простиранию меняется. Иногда между онкоидами встречаются линзы водорослевой брекчии. В водорослевых доломитах, залегающих в основании верхней пачки, обнаружены многочисленные включения барита, концентрирующиеся главным образом в апикальных частях строматолитовых куполов.

Известняки в нижней половине этой пачки образуют отдельные прослои до 1 м мощностью. Вверх по разрезу количество их возрастает и появляются слои характерных пятнистых доломитистых известняков. У верхней границы повсюду выделяется пачка пористых водорослевых доломитов с асфальтитом в порах и трещинах. Иногда в доломитах наблюдаются четкие знаки ряби, а изредка и линзы с мелкой доломитовой галькой. Мощность описанной толщи на Нижней Тунгуске 200 м.

Выше залегают отложения, относимые к верхнему кембрию, в них среди мергелей встречаются обломки нижележащих доломитов. На Сухой Тунгуске верхняя пачка костинской свиты обнажена очень плохо, что затрудняет точное ее сопоставление с разрезом Нижней Тунгуски. Однако и здесь среди доломитов имеется пласт известняка мощностью в 20 м, в котором С. П. Микуцким найдена типичная фауна олекминского горизонта: *Bergeroniaspis divergens* Lerm., *Bathyriscellus robustus* Lerm., *Kutorgina lenaica* Lerm. По-видимому здесь в разрезе появляются аналоги и более высоких горизонтов нижнего кембрия, так как общая мощность костинской свиты в этом районе увеличивается примерно на 350 м по сравнению с разрезом по Нижней Тунгуске.

## КЕТЕМИНСКИЙ ГОРИЗОНТ

На востоке северного склона Алданского массива кетеминскому горизонту отвечает кетеминская свита, вскрытая р. Леной на участке между деревнями Тит-Ары и Еланка, а также р. Ботомой в ее нижнем течении. Лучшие обнажения находятся на левом берегу р. Лены, где они образуют почти непрерывный ряд невысоких отвесных стенок.

Нижняя пачка кетеминской свиты мощностью в 100—200 м (фиг. 31) сложена светло-серыми афанитовыми, иногда почти белыми и фарфоровидными известняками с отдельными слоями массивных сахаровидных доломитов светлой, желтовато-серой и розовато-серой окраски. Слои доломитов мощностью до 4 м составляют около 15% всей мощности пачки и приурочены главным образом к ее верхней половине. Известняки обычно содержат многочисленные тонкие невыдержанные по мощности (от долей до 5—8 см) прослойки и прожилки тонкокristаллического извест-

ковистого доломита, которые располагаются главным образом параллельно плоскостям напластования и иногда создают мелкую (1—5 см) четковидную слоистость. При этом тонкие слои известняков мощностью 10—15 см могут приобретать своеобразное конгломератовидное строение: светло-серые, почти белые линзовидные «лепешки» известняка оказываются как бы сцементированными желтым и красновато-желтым доломитом. Все это придает толще известняков своеобразную полосчатость и пятнистость. Изредка в известняках наблюдаются сферические, несколько сплюснутые по вертикали радиально-лучистые кальцитовые конкреции. В известняках встречаются единичные экземпляры трилобитов, очень плохой сохранности. Определены: *Pseudoeteraspis aldanensis* Tschern., *Bergeroniellus ketemensis* Suv., *B. asiaticus* Lerm., *Bergeroniaspis* cf. *divergens* Lerm., *Pagetidae* gen. sp., *Paramicmacca* cf. *sibirica* Lerm. и др., а также брахиоподы *Kutorgina lenaica* Lerm., *Nisusia* sp.

Верхняя часть кетеминской свиты (на р. Лене 40 м, на р. Ботоме 60 м), выделенная Ф. Г. Гурами под названием «титаринский горизонт», сложена целиком массивными сахаровидными доломитами. Эти породы обычно мелкопористые, кавернозные, нередко с включениями твердого черного битума по порам и кавернам. Массивные доломиты часто пятнисты, причем рисунок пятнистости сходен с текстурой описанных слоев известняков конгломератовидного строения. Удастся проследить переход вверх по разрезу пачки известняков с большим количеством прослоев конгломератовидного строения в слои массивных пятнистых доломитов, в которых в середине светлых пятен часто встречаются еще неизмененные «лепешки» известняка (в средней пробе такого слоя около 75% доломита). Выше залегают почти чистые по составу доломиты, текстура которых также повторяет текстуру конгломератовидных известняков. В самой верхней части в доломитах исчезает пятнистость, но в них имеются многочисленные каверны, которые образовались, по-видимому, на месте выщелоченных «лепешек» известняка.

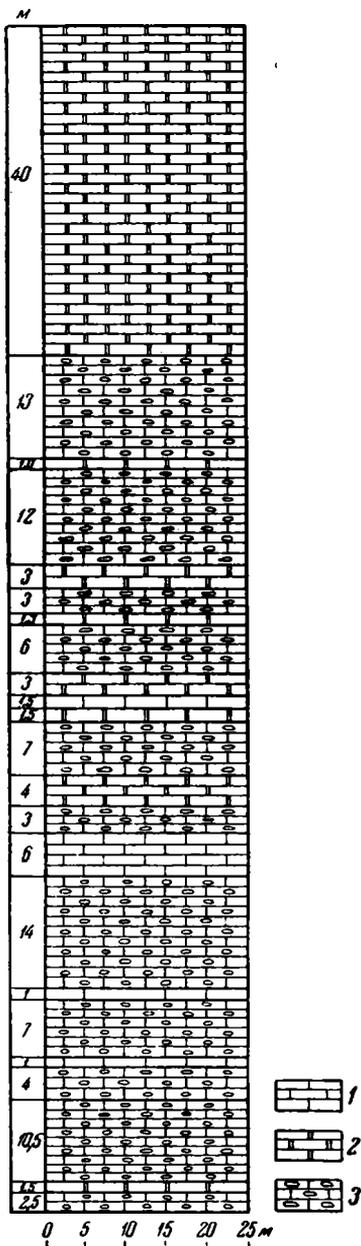
Мощность кетеминской свиты около 160—170 м.

Иное строение имеет кетеминский горизонт в западной части северного склона Алданского массива, где ему отвечают чарская и вышележащая подкрасноцветная свиты, вскрытые по р. Лене между с. Баллаганнах и с. Русская Речка, а также в низовьях рек Олекмы и Чары (фиг. 32).

Нижние 100 м чарской свиты сложены чередующимися слоями различных доломитов и известняков (мощность каждого из них 1,5—2 м). Доломиты этой части свиты светлые, плитчатые, обычно афанитовые, иногда пелитоморфные. Известняки светлые, тонко-кристаллические, плитчатые. Широко распространены волнисто-слоистые строматолитовые известняки, прослои которых прослеживаются на большие расстояния. Встречаются оолитовые и пизолитовые разности. В нескольких обнажениях в нижней части чарской свиты сохранились небольшие останцы пластов гипса. В известняках и доломитах много желваков кремней.

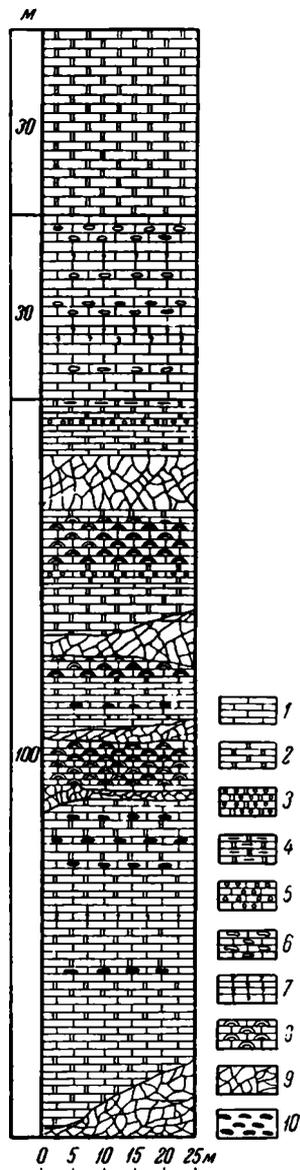
Для этой пачки характерны крупные участки брекчий, которые по простиранию на коротком расстоянии замещаются слоями небрекчированных пород. Мощность брекчий самая различная, от нескольких до 20 м. Они состоят из обломков известняков и доломитов, сцементированных кальцитом. Кроме того, в брекчиях присутствуют угловатые обломки кремня и наблюдается большое количество прожилков и включений крупнокристаллического кальцита. Подобные брекчии были встречены всюду в подошве нижней пачки и в нескольких местах выше по разрезу.

Над описанной, весьма изменчивой по составу нижней пачкой залегают выдержанная пачка (около 30 м) пятнисто-полосчатых доломитистых известняков (желто-серые пятна на коричневом фоне). В разрезах по рекам Лене и Чаре эти известняки сильно изменены более поздними вторич-



Фиг. 31. Разрез кетеминской свиты по р. Лене между селами Тит-Ары и Еланка

1 — известняк; 2 — доломит; 3 — пятнистый известняк



Фиг. 32. Разрез чарской свиты в обнажениях по р. Лене между с. Баллаганнах и с. Русская Речка

1 — известняк; 2 — доломит; 3 — оолитовый доломит; 4 — глинистый доломит; 5 — оолитовый известняк; 6 — пятнистый известняк; 7 — онколитовый известняк; 8 — строматолитовый известняк; 9 — брекчия; 10 — кремневые конкреции

ными процессами, выразившимися в кальцитизации. Мелкие прожилки белого крупнокристаллического кальцита придают породе своеобразную «червяковую» текстуру. Среди известняков этой пачки встречаются онколитовые разности. В известняках были найдены трилобиты *Namanoia namanensis* Lerm., *N. tumiformis* Lerm., *Bathynotus namanensis* Lerm., *Bergeroniaspis divergens* Lerm., *Bathyriscellus robustus* Lerm., *B. sp.*, *Parapoliella* sp., брахиоподы *Kutorgina lenaica* Lerm.

В кровле чарской свиты залегает пачка (30—50 м) массивных светло-серых или белых мелкокристаллических сахаровидных доломитов, в которых часто наблюдается пористость и кавернозность. Общая мощность чарской свиты 170—180 м.

Вышележащая подкрасноцветная свита мощностью около 80 м сложена породами, близкими к породам нижней пачки чарской свиты. Это разнообразные светлые пелитоморфные доломиты и коричневатые известняки, среди которых встречаются волнисто-слоистые строматолитовые разности с включениями кремней. Мощность отдельных прослоев 0,5—3 м. В верхах свиты породы содержат пустоты от выщелоченного гипса и флюорита (Гурари, 1947, Арсеньев и Нечаева, 1942).

З. А. Журавлевой (1957) в обнажении против д. Харьялах в известняках этой свиты собраны трилобиты *Namanoia namanensis* Lerm., *Bathynotus namanensis* Lerm., *Parapoliella obrucheви* Lerm., *P. sulcata* Tschern. *P. sp.* *Pseudoeteraspis angarensis* Tschern., *P. sp.* и брахиоподы *Kutorgina* sp., позволившие уверенно объединить эту свиту с чарской и отнести ее также к кетеминскому горизонту. Таким образом, общая мощность отложений кетеминского горизонта в естественных обнажениях на западе северного склона Алданского массива — 250—260 м.

На этом разрез нижнего кембрия в этом районе кончается.

На р. Амге отложения кетеминского горизонта были выделены под названием барылайской свиты, породы которой обнажены на значительном протяжении ниже устья р. Мундручи. Барылайская свита сложена светлыми массивными мелкокристаллическими доломитами с ярко выраженной на поверхностях выветривания микрослоистой строматолитовой текстурой, перемежающимися с органогенно-обломочными доломитами. Это либо карбонатные песчаники, часто косослоистые, в которых наряду с доломитовыми песчинками, по-видимому, присутствуют онколиты, а изредка и мелкие обломки трилобитов, либо карбонатные внутриформационные брекчии, в которых карбонатный песчаник цементирует более крупные обломки и плитки афанитовых известняков и доломитов. Местами можно наблюдать, как такая брекчия покрывалась тонкой коркой строматолита. Иногда эта корка ломалась, и куски ее принимали участие в создании брекчии уже в качестве обломков. В значительном количестве в породах свиты содержится флюорит, встречающийся в виде отдельных включений, и тонких, быстро выклинивающихся по простиранию прослоев. Часто наблюдаются щелеобразные поры от выщелоченных кристаллов гипса. В доломитах барылайской свиты встречается большое количество пропластков и желваков кремня. Окремнению чаще всего подвергаются верхние части водорослевых пластов. Нередко в таких кремнях отчетливо сохраняется первоначальная водорослевая структура. В нижней части свиты наблюдаются своеобразные прослой кремневых брекчий, где угловатые, без всяких следов окатанности, обломки кремня сцементированы крупнокристаллическим кальцитом. Верхние 40—50 м иногда выделяются как самостоятельная бердигетяхская свита (А. К. Бобров) и отличаются наличием участков доломитовых брекчий, воронкообразная форма которых указывает на их карстовое происхождение.

В барылайской свите были найдены трилобиты *Parapoliella obrutcheви* Lerm., *Pseudoeteraspis aldanensis* Tschern.

К кетеминскому горизонту относится и нижняя часть хомустанской свиты, сложенная типичными для кетеминской свиты известняками — пятнисто-полосчато-доломитистыми, светлыми фарфоровидными, а также темно-серыми и коричневато-серыми.

Здесь были встречены трилобиты *Pseudoeteraspis aldanensis* Tschern., *Parapoliella obrutchevi* Lerm., *Bathyriscellus robustus* Lerm., *Amganella* nov. gen., брахиоподы мелкие *Kutorgina* sp., *Bajenovia* sp.

Общая мощность кетеминского горизонта на р. Амге более 200 м.

Кроме естественных обнажений, на западе северного склона Алданского массива чарская свита была пройдена в Солянской, Олекминской и Дельгейской скважинах.

В скважине близ с. Солянка нижние 188 м сложены преимущественно доломитами с отдельными прослоями известняков, по своему характеру очень схожими с породами нижней пачки чарской свиты, изученными в естественных обнажениях. Начиная с 55 м от подошвы свиты на протяжении 45 м встречено несколько прослоев ангидрита мощностью до 8 м. Заканчивается разрез пачкой пятнистых доломитистых известняков мощностью 42 м. Таким образом, видимая мощность чарской свиты в Солянской скважине 230 м.

В соседней к западу Олекминской скважине наряду с сульфатами в нижней пачке чарской свиты мощностью около 280 м появляются слои каменной соли мощностью до 15 м. Общая мощность прослоев соли 45 м (14% от всей мощности чарской свиты). Соль появляется в 50 м от подошвы и встречается на протяжении 150 м разреза, в котором составляет 30% мощности. Выше в разрезе чарской свиты, включая и подкрасноцветную свиту, может быть выделена пачка пятнистых доломитистых известняков (28 м), массивных доломитов (40 м) и чередующиеся слои известняков и доломитов (30 м).

Общая видимая мощность чарской и подкрасноцветной свиты в Олекминской скважине достигает 390 м.

В Дельгейской скважине каменная соль приурочена также к нижней части чарской свиты, имеющей мощность 406 м (фиг. 33). Соль образует сплошную толщу мощностью в 106 м и, кроме того, отдельные более тонкие слои, составляя в общем 35% всей мощности свиты. Над соленосной толщей залегает пачка доломитистых известняков (66 м) и еще выше — пачка светлых доломитов (93 м).

Общая мощность отложений кетеминского горизонта (исключая мощность пластовых интрузий диабазов) составляет в Дельгейской скважине 564 м.

По восточной окраине Байкало-Патомского нагорья, в среднем течении р. Чары между устьями рек Молбо и Жуи, разрез чарской свиты отчетливо расчленяется на три части. Нижняя, наиболее плохо обнаженная ее часть (лучший разрез описан на правом берегу р. Чары ниже д. Еремеевки), слагается мощной карбонатной брекчий, состоящей из обломков плитчатых известняков и доломитов в известняковом цементе.

В одних случаях это лишь несколько брекчированные участки карбонатной толщи, в которых плитки пород разбиты многочисленными тонкими трещинами и несколько смещены друг относительно друга. В других — настоящая брекчия с самой различной ориентировкой обломков. Размеры обломков колеблются от долей сантиметров до нескольких метров в длину и 0,5—1 м в толщину. По простиранию нередко наблюдается постепенный переход брекчии в толщу ненарушенных пород, слагающуюся чередующимися слоями плитчатых известняков и доломитов. В последних часто видны щелевидные пустоты от выщелоченного гипса. Мощность этой части свиты около 100 м.

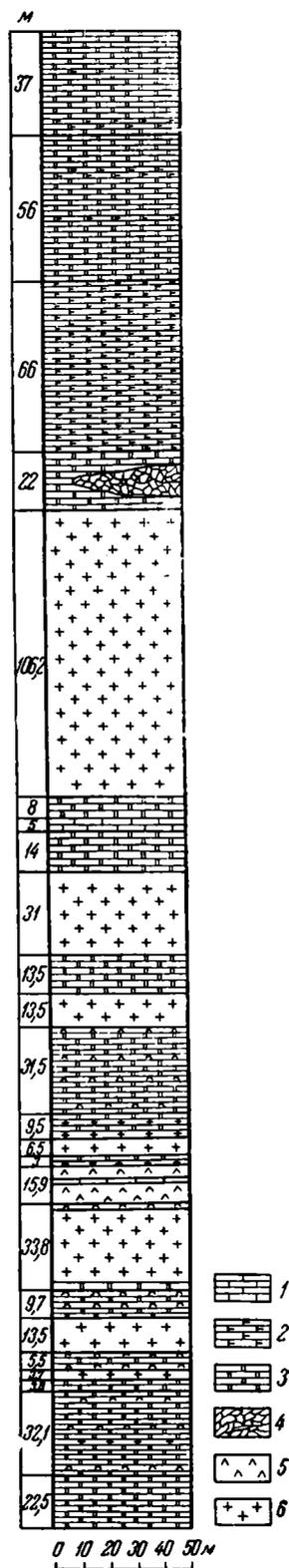
Среднюю часть чарской свиты составляют темно-серые, иногда почти черные известняки, нередко обладающие довольно сильным битуминозным (?) запахом. Известняки тонко, но отчетливо кристаллические, иногда массивные, но чаще обладающие микроволнистой строматолитовой текстурой. Видимая мощность пачки 80 м. Непосредственного контакта ее с вышележащими слоями не наблюдалось.

Верхняя часть чарской свиты видимой мощностью около 120 м представлена довольно светлыми коричневатато-серыми массивными, реже плитчатыми известняками. Широко распространены пятнистые и полосчатые разности, нередко наблюдается окремнение. Толща эта залегает непосредственно под красноцветами верхнего кембрия и, по-видимому, включает также подкрасноцветную свиту.

Таким образом, общая мощность чарской свиты на восточной окраине Байкало-Патомского нагорья составляет не менее 300 м.

На северной окраине Байкало-Патомского нагорья достаточно полных разрезов чарской свиты почти нет. Так, близ устья р. Большой Хадар (левый берег р. Лены между селами Точильное и Нохтуйск) на породах олекминской свиты залегает мощная (несколько десятков метров) толща брекчии, состоящей из обломков темных микростроистых или афанитовых известняков и в меньшем количестве светлых доломитов. В известняках этой брекчии З. А. Журавлевой были найдены остатки фауны чарского облика. Над брекчией залегает уже верхоленская свита верхнего кембрия.

По-видимому, к чарской свите следует отнести также самую верхнюю часть нохтуйского разреза, залегающую выше палеонтологически охарактеризованной олекминской свиты и сложенную брекчированными известняками. В разрезе Мухтуйской антиклинали над толщей, относимой нами к олекминскому горизонту, залегает пачка брекчий мощностью около 80 м, состоящая из обломков коричневатых афанитовых известняков и светлых известковистых доломитов. Выше залегают коричневатато-серые тонкокристаллические плитчатые или микроволнистые строматолитовые известняки видимой мощностью около 20 м.



Фиг. 33. Разрез чарской свиты в скважине у с. Дельгей  
 1 — известняк; 2 — доломитистый известняк; 3 — доломит;  
 4 — брекчия; 5 — ангидрит; 6 — каменная соль

На северо-западной окраине Байкало-Патомского нагорья отложения чарской свиты встречены в нескольких местах по р. Лене. В наиболее полном обнажении этой свиты, расположенном в 4 км ниже устья р. Ичеры, вскрыты чередующиеся слои тонкоплитчатых и массивных светлых доломитов с широко развитыми среди них пластами строматолитовых разностей (фиг. 34). Среди доломитов наблюдается несколько прослоев пятнистых доломитистых и онколитовых известняков, напоминающих породы нижележащей олекминской свиты. Был обнаружен прослой песчанистого известняка и большое количество кремнистых стяжений. Видимая мощность отложений чарской свиты составляет 52 м. Кроме разреза этого обнажения, к чарской свите следует, вероятно, отнести вскрытую в обнажении ниже г. Киренска (Соколиная гора) 40-метровую брекчию светлых доломитов, залегающую между олекминской свитой и красноцветами верхнего кембрия.

Юго-западнее, в Лено-Киренгском междуречье, к отложениям кетеминского горизонта, надо, видимо, отнести верхние 60 м мунокской свиты (Фролова, 1955). Для этой пачки характерна большая изменчивость состава пород. В одних местах это массивные брекчиевидные, нередко онколитовые, доломиты с многочисленными прослоями и линзами черных и темно-серых кремней, обычно сохраняющих первоначальную онколитовую текстуру пород. В других местах эта часть мунокской свиты сложена песчанистыми известковистыми доломитами, чередующимися с прослоями песчанистых глинистых доломитов, брекчиевидных доломитов, карбонатно-кремневых брекчий, известковистых кварцевых песчаников и глинисто-доломитовых пород, пропитанных гипсом.

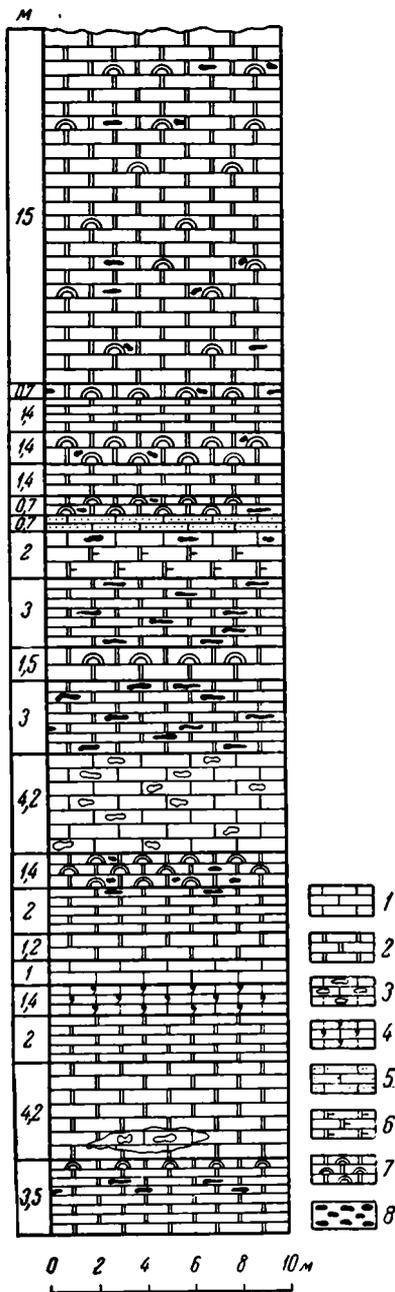
На обширной территории внутреннего поля Иркутского амфитеатра к кетеминскому горизонту относится ангарская свита. Нижняя ее часть содержит типичные для этого горизонта трилобиты *Pseudoeteraspis angarensis* Tschern., *Parapoliella obrutchevi* Lerm. (Н. В. Покровская, 1954). Верхняя часть ангарской свиты была условно отнесена Н. В. Покровской уже к еланскому горизонту.

На юге этой территории ангарская свита прекрасно обнажена по р. Ангаре, от устья р. Белой до с. Балаганска, где была детально описана А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой (1945), разделившими ангарскую свиту на шесть пачек (фиг. 35)<sup>1</sup>.

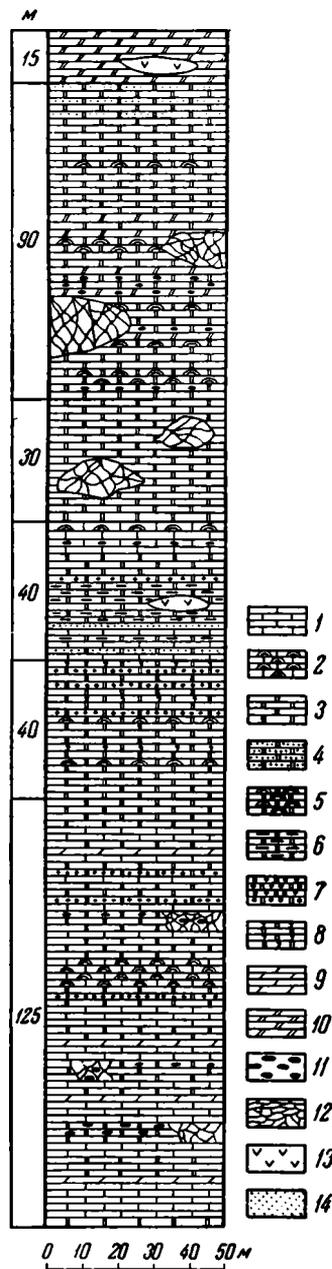
1. Нижняя пачка содержит множество остатков трилобитов и представлена чередующимися слоями различных доломитов, черных вонючих доломитистых известняков и прослоев листоватых мергелей. Наблюдается некоторое преобладание известняков в нижней части пачки и доломитов в верхней. В средней части развит 7-метровый слой пластовых строматолитов. Доломиты верхней части часто имеют оолитовую структуру. Широко развиты пропластки кремней. Встречаются брекчированные участки, обусловленные карстом. Мощность пачки 125—130 м.

2. Следующая пачка полосчатых доломитов представлена коричневато-серыми, обычно глинистыми доломитами, в некоторых интервалах с волнистой текстурой. Отличительной их чертой является полосчатость, обусловленная чередованием светлых и темных прослоев, не всегда выдержанных по простиранию. Некоторые прослои отличаются обилием пустот от выщелоченных кристаллов гипса; к этим прослоям обычно приурочены линзы кремней, редкие кубики фиолетового флюорита и налеты ратовкита. Широкое распространение, особенно в верхних частях пачки, имеют пизолитовые, оолитовые и обломочные разности, среди которых

<sup>1</sup> А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева называли эти пачки «горизонтами».



Фиг. 34. Разрез чарской свиты по р. Лене близ устья р. Ичеры  
 1 — известняк; 2 — доломит; 3 — пятнистый известняк; 4 — онколитовый известняк; 5 — песчаный известняк; 6 — известнистый доломит; 7 — строматолитовый доломит; 8 — кремневые конкреции



Фиг. 35. Разрез ангарской свиты по А. А. Арсеньеву и Е. А. Нечаевой  
 1 — известняк; 2 — строматолитовый известняк; 3 — доломит; 4 — песчаный доломит; 5 — строматолитовый доломит; 6 — глинистый доломит; 7 — оолитовый доломит; 8 — онколитовый доломит; 9 — мергель; 10 — доломитовый мергель; 11 — кремневые конкреции; 12 — брекчия; 13 — гипс; 14 — песчаник мелкозернистый

встречаются и онколиты. Доломитам подчинены прослой мергелей с трещинами усыхания. Мощность пачки 30—40 м.

3. Вышележащая битуминозная пачка в нижней своей части (5—10 м) сложена черными и темно-серыми, сильно пахнущими битуминозными глинистыми известняками и доломитами, иногда с заметной тонкой и кое-где косою слоистостью. Им подчинены прослой темных углистых сланцев (?) и серых доломитов с пропластками и линзами кремней. Эти породы сменяются слоями пепельно-серых глинистых доломитов, в нижней части которых залегает метровый слой мелкозернистого светло-серого полевошпатово-кварцевого песчаника. Выше залегают светлые доломиты со стилолитами. Разрез заканчивают серые известняки с тонко- и волнисто-слоистой (строматолитовой) текстурой. Для пород этой пачки характерно интенсивное послонное окремнение. В ней были встречены остатки трилобитов. На левобережье Ангары ниже д. Мучно-Степной в нижней части битуминозной пачки залегают линзы гипса до 20 м мощностью. Общая мощность пачки 30—40 м.

4. Вышележащая пачка кавернозных доломитов и брекчий в основном представлена массивными, нередко мелкокавернозными серыми доломитами с бугристыми поверхностями наслоения. Местами они переходят в сингенетические брекчии, состоящие из угловатых обломков светло-серого или желтого доломита в темном карбонатном цементе. Эти породы распространены преимущественно в бассейне р. Иды. На Ангаре развиты толстоплитчатые пятнистые доломиты с округлыми и неправильными светло-серыми пятнами на темно-коричневом фоне. В некоторых интервалах доломиты содержат значительную примесь терригенного материала. Доломитам подчинены прослой черных комковатых известняков. Мощность пачки 10—30 м.

5. Следующая по разрезу водорослевая пачка в нижней части (55 м) сложена светлыми полосчатыми, а выше темными доломитами. Среди них встречаются линзы и пропластки кремней. Некоторые слои отличаются обилием псевдоморфоз кальцита по гипсу. Доломиты этой пачки местами переходят в пестрые сингенетические брекчии, достигающие 10—15 м мощности. В верхней части пачки распространены крупные водорослевые биогермы, достигающие 20—30 м в поперечнике и 10—15 м высоты и сложенные пластовыми и желваковыми строматолитами (Королюк, 1956). Мощность пачки 70—90 м.

6. Заканчивается разрез ангарской свиты пачкой светлых мергелей. Сложена она светло-серыми, желтоватыми и зеленоватыми мергелями и глинистыми доломитами с прослоями серых кавернозных доломитов. Большинство пород содержит примесь кластического материала. В основании пачки встречаются линзы белых кварцевых песчаников и линзовидные залежи гипса. Мощность пачки 5—20 м. Возможно, что ее следует относить уже к верхнему кембрию, залегающему непосредственно выше.

Таким образом, общая мощность ангарской свиты на р. Ангаре 300—350 м.

В центральной части внутреннего поля Иркутского амфитеатра ангарская свита вскрыта целым рядом разведочных скважин и представлена главным образом доломитами, иногда с прослоями песчаных доломитов и песчаников. По данным Я. К. Писарчик (1956) в Осинской скважине, в средней части ангарской свиты, развита карбонатно-галогенная пачка с прослоями каменной соли, а севернее, в Заярской скважине такими породами сложена уже вся свита, достигающая здесь мощности 600 м.

В районах Присяянья ангарская свита, по-видимому, была полностью уничтожена последующей эрозией.

В бассейне р. Тасеевой отложения кетеминского горизонта вскрыты в Мурманской скважине. Они представлены каменной солью с прослоями аргиллитов, алевролитов и доломитов, количество которых вверх по разрезу заметно уменьшается. Эта толща залегает на палеонтологически охарактеризованных отложениях олекминского горизонта. Мощность ее около 500 м.

Северо-восточнее, на р. Ангаре, в районе Клименской и Чадобецкой антиклиналей к кетеминскому горизонту относятся три верхних пачки агалевской свиты (Григорьев, Репина, 1956). Начинается разрез пачкой, состоящей из нескольких мощных (более 10 м) пластов карбонатных брекчий, чередующихся со слоями светлых доломитов, песчанистых доломитов, переходящих в песчаники, а также темных, иногда пятнистых известняков. Отдельные прослои известняков и доломитов имеют онколитовую структуру. Брекчии сложены обломками доломитов и реже известняков, сцементированных мергелистым и иногда кальцитовым цементом. Мощность пачки 60 м. Вышележащая пачка представлена светлыми толстоплитчатыми доломитами. Мощность ее 70 м. Венчается разрез пачкой пятнистого доломитистого известняка мощностью около 15 м. Из них собраны остатки типичных для кетеминского горизонта трилобитов, среди которых были определены *Bathynotus namanensis* Lerm., *Namanoia namanensis* Lerm., *N. anomalica* sp. nov., *Pseudoalocistocare litvinica* gen. nov., *Kutorgina* sp. Общая мощность отложений кетеминского горизонта около 150 м.

Выше залегает заледеевская свита с фауной среднего кембрия.

На северо-восточной окраине Енисейского кряжа, в бассейне р. Теи, к кетеминскому горизонту нами условно отнесена верхняя часть лебяжинской свиты. Сложена она в основном светлыми доломитами, местами с щелевидными и округлыми пустотками от выщелачивания гипса и ангидрита. Встречаются прослои красноватых алевролитистых песчаников и алевролитов с доломитовым цементом. На поверхностях напластования в них иногда наблюдаются отпечатки кубиков каменной соли. Для этой толщи характерны мощные прослои доломитовых брекчий, сложенных угловатыми обломками светлого очень рыхлого, иногда мучнистого доломита с кавернами величиной до 10—20 см. Мощность кетеминских отложений около 100 м. Выше залегают красноцветные породы эвенкийской свиты, содержащие верхнекембрийскую фауну.

В Туруханском районе кетеминскому горизонту, вероятно, соответствуют светлые массивные тонкозернистые, иногда пористые доломиты верхов костинской свиты, вскрытые р. СухойТунгуской. В отдельных прослоях доломитов заметна косая слоистость. Мощность этой толщи около 300 м, возможно, что частично она соответствует и еланскому горизонту.

## ЕЛАНСКИЙ ГОРИЗОНТ

На всей изученной территории Сибирской платформы отложения еланского горизонта сохранились лишь на востоке северного склона Алданского массива, где они вскрыты р. Леной в окрестностях с. Еланского, р. Ботомой в 12—15 км выше водомерного поста Брылок и р. Амгой в районе урочища Хомустах. Эти отложения, выделяемые обычно под названием еланской свиты, а на р. Амге хомустахской свиты (верхняя часть), представлены довольно однообразными светло-серыми тонкокристаллическими известняками, и лишь в основании горизонта выделяется пачка светлых плотных тонкокристаллических доломитов мощностью 3—5 м. В подошве доломитов залегает невыдержанный пласт плотной доломитовой брекчии, в которой обломки доломита сцементированы доломитовым

цементом (табл. XXI, 2). Доломит и доломитовая брекчия тесно связаны между собой и переходят друг в друга. В доломитах, брекчиях и отдельных прослоях известняков в нижней части горизонта присутствует много зерен глауконита. В известняках встречены многочисленные остатки разнообразных организмов: трилобитов — *Micmacca rara* Lerm., *Paramicmacca sibirica* Lerm., *Protolenus grandis* Lerm., *Bonnia* sp., *Bathyuriscellus robustus* Lerm., *B. grandis* Lerm., *Chondragraulus minussensis* Lerm., *Erbia sibirica* Lerm., *Granularia* sp. и многих других; брахиопод — *Kurtorgina lenaica* Lerm., *Nisusia* sp., *Bajenovia* sp.; археоциат *Ethmophillum abakanensis* Vologd., *E. grandiperforatum* Vologd., *Archaeocyathus densus* Vologd., *Archaeofungia* sp. Кроме того, в большом количестве найдены эпифитоновые водоросли.

На еланской свите с размывом залегают отложения среднего кембрия, в связи с чем ее видимая мощность на р. Лене на коротком расстоянии меняется от 5 до 30 м, а на р. Ботоме достигает 70 м.

Верхняя граница нижнего кембрия проводится по кровле отложений, содержащих остатки нижнекембрийских организмов и перекрытых палеонтологически охарактеризованными отложениями среднего и верхнего кембрия.

На крайнем востоке северного склона Алданского массива нижний кембрий срезан отложениями амгинского горизонта среднего кембрия (зона *Ogustocerphalops* — *Schistocerphalus*), которые залегают на различных горизонтах нижнего кембрия. Так, в Юдомо-Майском районе и в скважине Амга-Зерносовхоз средний кембрий лежит непосредственно на породах синского горизонта, хотя никаких ясно выраженных следов размыва и углового несогласия между ними не наблюдается. Западнее на р. Лене в районе с. Еланского, в низовьях р. Ботомы, по р. Амге, ниже урочища Хомустах, средний кембрий залегают на различных частях еланского горизонта.

Кроме Алданского массива, среднекембрийские отложения сохранились на севере внутреннего поля Иркутского амфитеатра, где они обнажены в ряде районов в полосе широтного течения Ангары (села Чадобец, Климено, Литвинцево). Здесь отложения той же зоны *Ogustocerphalops*-*Schistocerphalus* залегают непосредственно на кетеминском горизонте без следов размыва.

Во всех остальных районах изученной нами территории отложения нижнего кембрия перекрыты непосредственно верхнекембрийскими отложениями, которые широко развиты в пределах северо-западного погружения северного склона Алданского массива, по окраинам Байкало-Патомского нагорья, на внутреннем поле Иркутского амфитеатра и по западной окраине Сибирской платформы. На всей этой огромной территории верхнекембрийские отложения представлены чрезвычайно характерной толщей красноцветных глинистых пород. За последние годы в этих отложениях в разных районах найдены весьма обильные остатки организмов (трилобиты и брахиоподы), типичные для верхнего кембрия (Григорьев, Репина, 1956, Васильев и др., 1957).

Отложения верхнего кембрия залегают на различных горизонтах нижнего кембрия, что особенно хорошо видно в обнажениях по р. Лене ниже г. Киренска. Здесь красноцветы верхнего кембрия (верхоленская свита) на сравнительно близких друг к другу участках залегают над отложениями различных стратиграфических горизонтов от кетеминского до толбачанского включительно<sup>1</sup>. На западе северного склона Алдан-

<sup>1</sup> В работе Л. И. Салопа, В. К. Головенка и др. (1958) отмечается на р. Чае налегание верхнего кембрия на тинновскую свиту (толбинский подъярус).

ского массива и в Верхнем Приангарье верхний кембрий перекрывает различные части кетеминского горизонта, а на западе Сибирской платформы (северо-восток Енисейского края, отдельные участки Туруханского района) эти отложения лежат, по-видимому, на олекминском горизонте.

Несмотря на большой стратиграфический перерыв, на контакте верхнего кембрия и подстилающих толщ обычно не наблюдается ни резких угловых несогласий, ни заметных следов размыва, если не считать появляющихся иногда карстовых брекчий.

## Глава II

### ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПОРОД И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Нижнекембрийские отложения южной и западной окраины Сибирской платформы представлены разнообразными осадочными породами. По вещественному составу среди них можно выделить следующие четыре основные группы пород: карбонатные, соляные (сульфатные и галоидные), глинистые и терригенные обломочные.

Как можно видеть из приведенного в предыдущей главе описания разрезов, не все типы пород пользуются одинаковым распространением. На большей части изученной территории в отложениях всего нижнего кембрия резко преобладают разнообразные карбонатные породы, иногда с подчиненными им сульфатами, а глинистые и терригенные обломочные породы широко развиты лишь в некоторых районах и преимущественно в нижней части кембрийского разреза.

Ниже будет дано описание пород по перечисленным основным группам. При этом следует отметить, что не для всех типов пород в нашем распоряжении был одинаково полноценный каменный материал. Наиболее полно изучена нами важнейшая для нижнего кембрия группа карбонатных пород, с описания которой мы и начнем эту главу.

#### КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Карбонатные породы нижнего кембрия весьма разнообразны по составу, структурам, текстурам и происхождению. Особенно большую роль среди них играют доломиты, широким распространением пользуются также самые различные смешанные известково-доломитовые породы. Характерной особенностью кембрийских карбонатных пород является то, что большая часть типов, выделенных по генетическим, структурным и текстурным признакам, представлена в одинаковой мере различными по составу породами. Так, например, одинаково часто распространены как известковые, так и доломитовые строматолитовые породы и породы с оолитовой структурой; среди тонкозернистых хомогенных и онколитовых пород могут встречаться породы от чистых известняков до чистых доломитов со всеми промежуточными разностями. Благодаря этому для удобства описания мы были принуждены систематизировать карбонатные породы главным образом по генетическим и структурным признакам, а подразделение пород по составу, там где это возможно, давать уже внутри каждой из выделенных групп.

## Основные типы карбонатных пород нижнего кембрия Сибирской платформы

### Хемотрогенные

<i>Зернистые</i>	<i>Оолитовые</i>	<i>Глинисто-карбонатные</i>
Афанитовые известняки	Оолитовые известняки	Глинистые известняки
Неяснозернистые доломиты		
Яснозернистые доломиты	Оолитовые доломиты	Глинистые доломиты
Микро- и тонкозернистые однородные известково-доломитовые породы		Доломитовые мергели
Пятнистые и пятнисто-полосчатые доломитово-известковые породы		

### Органогенные

<i>Зоогенные</i>	<i>Фитогенные</i>
Археопатиовые известняки	Элифитоновые известняки
Ракушечниковые и детритусовые известняки	Строматолитовые известняки и доломиты Онколлитовые известняки, доломиты и известково-доломитовые породы

### Обломочные

Карбонатные брекчии и конгломераты

### Эпигенетические

Доломиты замещения

Прежде чем переходить к описанию выделенных нами типов пород, необходимо кратко остановиться на применявшихся методиках их изучения, а также на принятой нами номенклатуре карбонатных пород по их составу и размерности частиц.

Карбонатные породы изучались нами как в обнажениях и при шлифовках, так и под микроскопом в прозрачных шлифах. Кроме того, для значительного количества образцов были сделаны химические анализы карбонатной части пород.

Химические анализы производились в химической лаборатории Отдела литологии Геологического института АН СССР под руководством старшего научного сотрудника Э. С. Залманзон. При производстве анализа навеска в 0,5 г обрабатывалась слабой соляной кислотой (5 : 100, что соответствует 1,85%). После нейтрализации в стакан добавлялось 100 см<sup>3</sup> той же кислоты и она доводилась до кипения. Нерастворимый остаток прокаливался при 900°. В соляно-кислой вытяжке определялись R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и, по ускоренному методу П. И. Васильева (1951), Са и Mg. Определение СО<sub>2</sub> и С велось на аппаратах Кнопфа-Фрезениуса из отдельных навесок. Расчет карбонатных минералов производился по углекислоте, которая в первую очередь связывалась с кальцием, а остаток ее с магнием. При применявшейся осторожной обработке не происходит растворения силикатов, содержащих Са, в то время как Mg-содержащие минералы частично затрагиваются соляной кислотой. Поэтому в образцах со значительными нерастворимыми остатками при анализах часто получался небольшой избыток MgO. Полученные цифры СаСО<sub>3</sub> и MgСО<sub>3</sub> в приведенных таблицах анализов пересчитаны на кальцит и доломит. Кроме того, в некоторых таблицах дан процент доломитности карбонатной части породы, что облегчает сравнение состава пород, содержащих различное и относительно большое количество минерального нерастворимого остатка. Кроме описанного анализа, в отдельных образцах производилось определение R<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO.

Для выяснения состава и структур смешанных известково-доломитовых пород большое значение имело окрашивание прозрачных шлифов, производившееся нами (к сожалению, не в достаточно широких масштабах) 10%-ным раствором азотнокислого серебра ( $\text{AgNO}_3$ ) с последующей обработкой хромово- или двуххромовокислым калием.

При описании пород особенно большое значение имело изучение их поверхностей выветривания. В большинстве случаев на свежем расколе однообразная по размерности карбонатных зерен порода выглядит совершенно однородной, и лишь на выветрелых поверхностях отчетливо выступает ее оолитовое или онколитовое строение, характер слоистости и т. п., лучше различимые здесь, чем на пришлифовках и иногда даже в шлифах.

При описании нижнекембрийских карбонатных пород применялись следующие их подразделения по составу (табл. 3 и 4).

Таблица 3

Классификация известково-доломитовых пород

Порода	Содержание, %	
	кальцита	доломита
Известняк . . . . .	90—100	0—10
Доломитистый известняк	50—90	10—50
Известковистый доломит	10—50	50—90
Доломит . . . . .	0—10	90—100

Таблица 4

Классификация глинисто-карбонатных пород

Порода	Содержание, %	
	кальцита (доломита)	глинистых частиц
Известняк (доломит) . . . . .	90—100	0—10
Глинистый известняк (доломит)	70—90	10—30
Мергель (доломитовый мергель)	30—70	30—70
Известковистая (доломитистая) глина (аргиллит) . . . . .	10—30	70—90
Глина (аргиллит) . . . . .	0—10	90—100

По размерности карбонатных частиц нижнекембрийские породы подразделяются нами следующим образом.

Скрытозернистые . . . . .	<0,005 мм
Микрозернистые . . . . .	0,005—0,02
Тонкозернистые . . . . .	0,02—0,05
Мелкозернистые . . . . .	0,05—0,1
Среднезернистые . . . . .	0,1—0,25
Крупнозернистые . . . . .	0,25—0,5
Грубозернистые . . . . .	>0,5

Эта классификация несколько отличается от общепринятых более дробным подразделением пород в интервале от 0,01 до 0,1 мм и соответственно меньшими размерами частиц для средне-, крупно- и грубозернистых пород. Эти особенности нашей классификации объясняются тем, что породы с зернами крупнее 0,25 мм встречаются в нижнекембрийских отложениях исключительно редко. Подавляющее большинство пород имеет размеры зерен от 0,02 до 0,1 мм, а следовательно, почти все они должны были бы относиться по классификации Г. И. Теодоровича (1950) к одному типу мелкозернистых пород. И. К. Королук (1956), описавшей нижнекембрийские породы Иркутского амфитеатра и пользовавшейся классификацией Теодоровича, пришлось выделить мелкозернистые и очень мелкозернистые породы, а последний тип разбить еще на две подгруппы, что очень усложнило описание. Выделенные нами подразделения по размерам зерен хорошо увязываются с макроскопическими особенностями описываемых зерен.

## ХЕМОГЕННЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

В нижнекембрийских отложениях окраин Сибирской платформы хемогенные карбонатные породы резко преобладают над карбонатными породами всех других типов. По структурным признакам в них можно выделить большую группу зернистых пород и породы с оолитовой структурой. Условно мы присоединяем к ним и группу глинисто-карбонатных пород, поскольку карбонатный материал последних также имеет несомненно химическое происхождение.

### Зернистые карбонатные породы

Выделяемая нами, согласно структурной классификации Г. И. Теодоровича, группа зернистых (нормально-зернистых) пород (пять типов пород) включает в себя породы, отличающиеся друг от друга минералогическим составом, структурой, а также иногда и текстурными особенностями (пятнистые породы): афанитовые известняки; неяснозернистые плотные доломиты; яснозернистые пористые доломиты; микро- и тонкозернистые однородные известково-доломитовые породы и пятнистые и пятнисто-полосчатые доломитово-известковые породы.

Необходимо отметить, что большинство этих типов выделено нами на основе изучения очень большого количества пород, развитых на огромной территории в разрезах, имеющих многие сотни, а иногда и тысячи метров мощности и следовательно представляют собой обобщенные типы. Для отдельных районов и горизонтов они могут быть подразделены на ряд разновидностей, отличающихся друг от друга какими-либо более мелкими особенностями. Это замечание относится, конечно, не только к карбонатным, но и ко всем остальным описанным нами породам.

### *Афанитовые известняки*

Афанитовые <sup>1</sup> известняки пользуются среди нижнекембрийских отложений широким распространением. Они представляют собой плотные однородные породы с типичным раковистым изломом, кристаллическое строение которых совершенно не различимо невооруженным глазом. Окраска

---

<sup>1</sup> Афанитовыми мы называем карбонатные породы с неразличимым простым глазом кристаллическим строением, плотные, с типичным раковистым изломом. Пелитоморфные породы имеют те же размеры частиц, но менее плотно сцементированы, благодаря чему имеют шероховатый землистый излом и иногда бывают марающими.

пород может быть различной. Наиболее распространена светло-серая, иногда почти белая, и зеленовато-серая, в некоторых свитах типична темная коричневатая-серая окраска, изредка встречаются темно-серые, почти черные породы. Чаще всего афанитовые известняки имеют массивное сложение, но нередко наблюдается и хорошая плитчатость обычно с гладкими поверхностями наложения.

Под микроскопом видно, что афанитовые известняки сложены скрытозернистым или микрозернистым кальцитом, или тем и другим одновременно. Совершенно однородный скрытозернистый кальцит встречается крайне редко, обычно в нем имеется некоторая примесь очень тонкого микрозернистого материала, а иногда и отдельных более крупных (до 0,02 мм зерен (табл. 1, 1)). Чаще всего в шлифе можно наблюдать смесь этих трех компонентов в разных количествах (табл. 1, 2). Широко распространены также афанитовые известняки, сложенные однородным микрозернистым кальцитом, приближающимся к тонкозернистому (0,015—0,02 мм), иногда с некоторой примесью скрытозернистого (табл. 1, 3).

В шлифах темноокрашенных пород часто наблюдается некоторое замутнение, объясняющееся, по-видимому, присутствием тонкорассеянного органического вещества, обычно почти неразличимого. В афанитовых известняках синской свиты, имеющих кофейно-коричневую окраску, сильный битуминозный запах при ударе и содержащих повышенное количество органического углерода (табл. 5, обр. 79 и 23), битуминозное вещество различается в шлифах в виде более или менее интенсивного желтого окрашивания всего шлифа или образует мелкие прозрачные желто-оранжевые включения.

По составу, как видно из табл. 5, афанитовые известняки являются чистыми породами, содержащими очень малое количество терригенного материала, обычно менее 1%, и незначительную примесь доломита. В ряде случаев последний совсем отсутствует.

Афанитовые известняки наиболее распространенный тип карбонатных пород известкового состава. Они встречаются как в виде отдельных прослоев среди других типов пород (пестроцветная свита восточной части северного склона Алданского массива, отложения кетеминского и толбачанского горизонтов в большинстве районов), так и мощными пачками (синская свита, пестроцветная свита окраин Байкало-Патомского нагорья). Тесно связаны с афанитовыми известняками оригинальные пятнистые и полосчатые доломитово-известковые породы, которые будут подробно описаны ниже и в которых известняковая часть породы чаще всего представлена типичным афанитовым известняком.

Микрозернистые известняки часто встречаются в отложениях самого различного возраста и различных районов и по вопросу об их происхождении имеется довольно обширная литература.

Мельчайшие зерна кальцита, слагающие известняки, по мнению различных авторов, могли образовываться несколькими способами. Они могут поступать в водный бассейн с суши как составная часть тонкодисперсной мути, приносимой реками. В современных морях большое количество микрозернистого кальцита, как показал Н. М. Страхов (1951), образуется за счет механического разрушения (истирания) кальцитовых раковин в зоне взмучивания и от распада раковин фораминифер. Наконец, при химическом выпадении  $\text{CaCO}_3$  из раствора образуются мельчайшие кристаллики кальцита. Для микрозернистого кальцита современных осадков (Страхов, 1951), а также для многих древних пород — писчий мел, микрозернистые известняки верхнего карбона (Хворова, 1953) — большинство авторов считают возможным одновременное присутствие зерен, образовавшихся всеми описанными способами. В описываемых нами афанитовых известняках нижнего кембрия трудно предположить наличие

Химический состав афанитовых известняков (в %)

Сыта	Местонахождение образца по реке	№ образца	Минеральный нерастворимый остаток	R <sub>2</sub> O	Сорг	Кальцит	Доломит
Тинювская	Лена ниже с. Витим	296	3,24	0,36	0,04	94,41	2,61
Пестроцветная	Лена ниже с. Жура	947	Не опред.	Не опред.	0,05	97,71	1,14
»	»	964	3,60	0,40	—	94,03	2,34
»	Лена близ с. Нохтуйск	608	3,28	0,76	0,04	95,34	0,68
»	Чара	313	3,79	0,40	0,08	95,05	Нет
Синская	Лена ниже с. Жура	79	0,66	0,28	0,26	97,72	Нет
»	»	71	0,38	0,22	0,14	96,14	3,99
»	Сивья	23	0,90	0,22	0,19	96,28	2,60
Толбачанская	Лена ниже г. Киренска	2020	0,58	0,08	—	99,08	Нет
»	Лена ниже г. Олекминска	739	1,84	0,28	—	97,05	Нет
»	»	546	1,68	Нет	0,06	95,70	0,06
Олекминская	Лена ниже г. Киренска	2038	0,98	0,28	0,07	97,93	0,24
»	Лена ниже с. Витим	184	0,44	0,20	0,08	99,37	Нет
Кетеминская	Лена ниже с. Жура	121	Не опред.	Не опред.	0,08	98,33	0,92
»	»	118	Не опред.	Не опред.		98,06	2,34
»	»	125	0,44	0,12	0,02	94,44	3,56
Чарская	Лена ниже г. Олекминска	186	0,42	0,28		96,13	3,18
»	»	289	0,11	Не опред.		97,81	Нет
»	»	250	1	Не опред.		97,64	0,33
»	Чара	23	1,54	Нет	0,03	99,01	Нет

терригенного карбонатного материала, так как для них характерно очень малое содержание минерального нерастворимого состава, что указывает на ничтожное поступление терригенного материала в осадок. Еще менее вероятно присутствие зерен кальцита, образовавшегося при разрушении остатков организмов. Как видно из описания разрезов, в кембрийских отложениях очень редки остатки фауны, а в ряде толщ она совсем отсутствует. При этом в типичных афанитовых известняках, как правило, не встречается никакого раковинного детритуса. Все это приводит к выводу, что микрозернистый кальцит этих пород образуется в результате процессов химического осаждения непосредственно из морской воды. Широкое развитие таких процессов могло быть только в условиях теплого мелкого моря, где CaCO<sub>3</sub> обычно пересыщает воду. В дальнейшем мы увидим, что изучение других типов пород подтверждает такую характеристику нижнекембрийского бассейна и показывает большое распространение в нем различных хомогенных осадков.

#### *Неяснозернистые доломиты*

В эту группу объединены доломиты, имеющие скрыто-, микро- и тонкозернистую структуру<sup>1</sup>. В отличие от яснозернистых доломитов кристаллическое строение этих пород плохо различимо невооруженным гла-

<sup>1</sup> Г. И. Теодорович (1945), И. К. Королюк (1956) эту группу доломитов выделяют под названием микрозернистые, расчлняя ее на собственно микрозернистые, скрытозернистые и тонкозернистые доломиты. Подобное двойное значение одного и того же термина вносит большую путаницу при описании пород и нам кажется совершенно недопустимым, в связи с чем мы предлагаем для выделения этой группы название неяснозернистые доломиты.

зом. Неяснозернистые плотные доломиты представляют собой однородные породы, часто обладающие четким раковистым изломом и обычно равномерно окрашенные в светлые тона серого и желтого цветов. Изредка встречаются небольшие включения кристаллов гипса, ангидрита и каменной соли, при выщелачивании которых остаются характерные щелевидные или округлые пустоты, иногда заполненные вторичным кальцитом. Все породы этой группы образуют хорошо прослеживающиеся по простиранию слои от 0,2 и до нескольких метров мощности и обладают хорошо выраженной плитчатостью с ровными поверхностями напластования. Толщина плиток, как правило, не превышает 3—5 см. Некоторые разновидности обладают тонкой слоистостью.

Неяснозернистые доломиты ассоциируются в различных разрезах с различными породами. Иногда они чередуются с известняками, очень часто с яснозернистыми доломитами и всегда встречаются среди сульфатно-галогенных пород.

Среди пород этой группы можно выделить афанитовые, пелитоморфные и тонкозернистые плитчатые доломиты. Кроме того, имеется целый ряд разновидностей, занимающих промежуточное положение.

Под микроскопом в афанитовых и пелитоморфных доломитах обычно различима разномзернистая структура, где среди основной массы, имеющей размер зерен менее 0,01 и даже 0,005 мм, встречается большое количество равномерно распределенных кристаллов доломита величиной около

Таблица 6  
Химический состав афанитовых доломитов (в %)

Свита	Местонахождение образца по рене	№ обр.	Минеральный нерастворимый остаток	R <sub>2</sub> O	Сорг	Кальцит	Доломит
Малыканская пачка пестроцветной свиты	Лена ниже г. Олекминска	775	2,96	0,68	0,07	3,33	93,33
»	»	800	10,16	0,84	0,22	1,57	85,83
»	»	811	4,40	0,64		2,50	92,53
»	Ботома	1016	6,32	0,48		3,35	89,29
»	»	1022	5,12	0,60		1,41	93,03
»	»	1032	5,45	0,60		1,48	92,20
»	Алдаи	440	9,30	0,22		2,01	90,52
Толбачанская	Лена	737	5,32	0,68		2,01	91,93
»	Ботома	1017	9,40	0,60	нет	4,69	84,84
Пестроцветная	Лена ниже г. Олекминска	425	2,90	0,82	0,07	0,62	94,87
»	снв. Русскореченская	433	2,64	0,84	0,04	2,35	92,73
»	»	437	5,42	1,14	0,09	2,13	90,85
»	Лена ниже с. Витим	585	7,28	1,94	нет	3,22	84,33
Чарская	Лена ниже г. Киренска	2086	1,44	0,30	нет	4,14	95,10
Лебяжинская	Тя	1238	1,22	0,26	0,07	6,91	91,15
Платоновская	Нижняя Тунгуска	147	3,12	0,32		0,00	95,20
»	»	156	2,48	0,76		4,75	90,84
»	Сухая Тунгуска	325	2,54	0,68		3,66	91,24
»	»	326	0,04	0,40		2,42	96,12
»	»	330	0,74	0,80		2,22	95,35
»	»	335	1,22	0,44		1,67	95,51
	Среднее . . .		4,26			2,60	91,75

0,02 мм, а иногда и более (табл. I, 4). Довольно распространенной среди них является также однородная микрозернистая мозаичная структура (табл. I, 5). Очень редко весь шлиф целиком бывает сложен доломитом однородной скрытозернистой структуры, хотя отдельные участки последнего в виде тонких прослоек, вытянутых по напластованию среди основной разномозернистой массы, были встречены в ряде образцов (табл. I, 6). Обычно в афанитовых и пелитоморфных доломитах присутствует некоторое количество равномернорассеянного глинистого вещества, заметного лишь в отраженном свете. В ряде образцов были встречены очень мелкие равномернорассеянные зерна пирита неправильной формы (см. табл. I, 4), составляющие, по-видимому, значительную часть минерального нерастворимого остатка. В некоторых разностях доломитов наблюдаются щелевидные пустоты от выщелоченных кристаллов гипса (табл. I, 7), а также округлые пустоты от выщелачивания включений ангидрита, а иногда и каменной соли. Разницы в структуре афанитовых и пелитоморфных доломитов в шлифах нет.

Несколько иной облик имеют тонкозернистые плитчатые доломиты, в которых основную массу слагают зерна размером от 0,02 до 0,05 мм. Структура в них, также как и в предыдущих, разномозернистая или однородная мозаичная (табл. I, 8), с неправильной формой зерен. В некоторых шлифах едва заметны очень мелкие поры, иногда окремненные или заполненные вторичным кальцитом.

Из приведенных таблиц химических анализов всех трех типов пород (табл. 6, 7, 8) видно, что по своему составу они мало чем отличаются друг от друга и обычно 90—95% в них приходится на доломит.

Наиболее широко афанитовые и пелитоморфные доломиты распространены на северо-западном склоне Алданского массива (по рекам Лене,

Таблица 7

Химический состав пелитоморфных доломитов (в %)

Свита	Местонахождение образца по реке	№ образца	Минеральный нерастворимый остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сорг	Кальцит	Доломит
Малыканская пачка пестроцветной свиты	Лена (ниже г. Олекминска)	802	5,28	0,88	0,05	4,26	87,87
То же	»	855	5,78	0,66	0,04	0,22	90,97
Толбачанская	»	602	5,00	1,08		2,10	86,99
»	»	624	5,84	1,16		3,57	87,54
Эльгянская	Лена ниже г. Олекминска, скв. Русскоречкинская	404	1,56	0,44	0,08	2,88	94,16
Пестроцветная	Чара	336	3,20	0,68		8,21	87,80
»	Лена ниже г. Киренска	2274	5,86	0,70		2,36	91,63
Толбачанская	»	2004	8,80	0,58		2,45	87,35
Агалевская	Ангара	33-р	6,26	0,46		4,63	87,11
»	»	154-р	2,50	0,50		7,77	87,56
»	»	166-р	3,40	0,48	0,03	2,81	92,22
Клименская	»	190-р	9,52	0,94	0,08	6,34	82,10
Платоновская	Нижняя Тунгуска	136	1,56	0,24		4,09	93,44
»	»	146	1,36	0,40		5,93	91,85
»	Сухая Тунгуска	380	0,82	0,50		4,50	93,12
Среднее . . .			4,45			4,14	89,45

Химический состав тонкокристаллических плитчатых доломитов (в %)

Свита	Местонахождение образца по реке	№ образца	Минеральный нерасстворимый остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сорг	Кальцит	Доломит
Малыканская пачка пестроцветной свиты	Лена ниже г. Олекминска	793	2,44	0,46		5,71	89,97
»	Амга	531	2,04	0,40	0,17	2,31	94,43
Толбачанская	Лена ниже г. Олекминска	831	7,46	1,38		4,37	84,41
»	Амга	592	6,32	0,40	0,05	0,89	91,28
»	»	691	6,36*	0,48	нет	1,59	92,09
Эльгянская	Толбачан	482	1,27	0,36	0,05	3,24	93,34
Кетеминская	Лена	101	0,58	0,30		7,48*	91,74*
»	»	102	1,28	0,60		1,94	95,45
Чарская	Лена ниже г. Олекминска	287	0,22	0,20		2,20	95,91
Нохоройская пачка пестроцветной свиты	Ботома	1206	1,05	0,67		5,97	91,63
Пестроцветная	Чара	361	2,48	0,76		0,08	96,31
»	Лена ниже г. Киренска	2231	2,14	0,58		1,25	95,62
Толбачанская	Чара	622	2,02	1,30		1,30	95,17
»	Лена ниже г. Киренска	2127	0,96	0,26		5,67	91,45
»	»	2008	1,40	0,40		7,50*	88,84*
Чарская	»	2106	0,44	0,24	0,05	3,15	95,18
Агалевская	Ангара	167-р	1,42	0,52		1,97	97,27
Клименская	»	178-р	3,66	0,30		3,14	91,54
Платоновская	Нижняя Тунгуска	150	2,78	0,67		3,20	95,05
»	Сухая Тунгуска	344	2,15	0,66		3,44	91,82
Среднее . . .				2,27		2,89	92,94

\* Цифры, не использованные при вычислении средних значений, как связанные с вторичным окремнением или кальцитизацией.

Ботоме, Амге) в разрезах малыканской пачки, толбачанской и пестроцветной свит, где они играют существенную роль, а также в толбинской, эльгянской и чарской свитах. В Туруханском районе они широко развиты в платоновской и частично костинской, а на окраинах Байкало-Патомского нагорья — в пестроцветной и толбачанской свитах. На окраинах Енисейского кряжа они встречаются в разрезах агалевской, клименской и лебяжинской свит.

Тонкокристаллические доломиты наиболее широко распространены в пестроцветной и толбачанской свитах по окраинам Байкало-Патомского нагорья и в клименской свите на Ангаре. Они являются типичными породами верхов тинновской свиты на окраинах Байкало-Патомского нагорья. Кроме того, тонкокристаллические доломиты встречаются в малыканской, толбачанской и эльгянской свитах в разрезах северо-западного склона Алданского массива. В наиболее восточных районах они были встречены в нохоройской пачке журиинского подъяруса и кетеминской свите на реках Лене и Ботоме.

Для доломитов перечисленных типов характерно полное отсутствие в них органических остатков. Эти породы, отличающиеся чистотой

состава, плотностью и тонкозернистостью слагающих их зерен доломита, можно представить себе лишь образовавшимся в результате выпадения мельчайших кристалликов доломита непосредственно из воды и последующего их накопления на дне водоема. Об их седиментационном накоплении свидетельствует микрослоистое строение. Иными словами, доломиты, так же как сульфатные и галогенные породы, с которыми они ассоциируются, являются хемогенными осадками, образовавшимися в бассейне с явно повышенной соленостью воды.

### *Яснозернистые доломиты*

В эту группу входят широко распространенные в некоторых свитах нижнекембрийских отложений массивные и грубоплитчатые доломиты, имеющие мелкозернистую (0,08 мм) или среднезернистую (0,1—0,2 мм) структуру. Такая размерность зерен обуславливает характерный для этих доломитов яснозернистый, сахаровидный облик. Окраска пород обычно светлая: белого, желтоватого, реже сероватого и коричневатого цвета. Отличительной их чертой является пористость то равномерная, то приуроченная к отдельным участкам, вытянутым параллельно напластованию. В некоторых случаях наблюдаются крупные — до нескольких сантиметров в диаметре — неправильно округлые каверны (табл. II, 1).

Пласты яснозернистых доломитов, имеющие мощность от 0,4 до 3,0 м и более, в обнажениях часто образуют уступы и вертикальные стенки, хорошо выдерживающиеся по простиранию и поэтому используемые как маркирующие горизонты. Обычно эти доломиты чередуются с более тонкокристаллическими пелитоморфными плотными плитчатыми доломитами, составляя от 20 до 80% общей мощности разреза (реже они ассоциируются с другими породами: смешанными известково-доломитовыми, а иногда и известняками).

Под микроскопом структура доломитов равномернозернистая, мозаичная. Форма зерен обычно весьма неопределенная, полигональная (табл. II, 2), но часто встречаются и правильные ромбоэдри, иногда целиком слагающие породу (табл. II, 3). Размер зерен, как мы уже отмечали, меняется в разных образцах от 0,05 до 0,25 мм.

Доломиты имеют большое количество мелких пор, обычно разобщенных между собой и в ряде случаев занимающих до 20% площади шлифа. Поры неправильной угловатой формы, целиком обусловленной размерами и формой окружающих зерен доломита. Иногда они заполнены вторичным кальцитом или битумом (табл. II, 4).

По данным химических анализов (табл. 9) яснокристаллические порпистые доломиты сложены на 95% доломитом с незначительным (около 1%) содержанием минерального нерастворимого остатка и небольшим количеством кальцита. Последний целиком представлен крупными монокристаллами, заполняющими отдельные поры.

Этот тип доломитов широко развит на северном склоне Алданского массива, по рекам Лене, Амге и в верхнем течении р. Ботомы, где он является одной из основных пород в разрезах малыканской пачки пестроцветной свиты, эльгянской и толбачанской свит. В Туруханском районе подобные доломиты типичны почти для всего нижнекембрийского разреза (верхняя половина платоновской и почти вся костинская свиты). Существенную роль они играют в разрезе лебяжинской свиты, изученной на р. Тее. Кроме того, отдельные слои доломитов аналогичной структуры были встречены в низах юдомской свиты на Алдане, в кетеминской свите на реках Лене и Ботоме и в низах агалевской свиты на Ангаре.

Обращает на себя внимание тот факт, что как в самих яснозернистых доломитах, так и в породах, с которыми они чередуются, как правило, до

## Химический состав яскристаллических пористых доломитов (в %)

Свита	Местонахождение образца по рене	№ образца	Минеральный нерастворимый остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сорг	Кальцит	Доломит
Малыканская пачка пестроцветной свиты	Лена ниже г. Олекминска	776	0,20	0,40		5,77	93,02
»	»	804	2,28	0,48		2,44	94,03
»	»	499	2,22	0,54		2,36	95,29
»	Ботома	1001	1,08	0,36		5,12	93,16
»	»	1012	2,64	0,60		3,93	92,20
»	»	1024	2,44	1,00		3,14	93,71
»	»	1033	0,89	0,99		3,05	94,93
»	»	1039	1,29	0,49		4,75	53,34
»	»	1054	3,60	0,50		3,24	91,84
»	»	1069	1,40	0,30		3,52	93,97
»	»	1342	0,46	0,36		4,00	94,61
»	»	1432	0,72	0,31		1,23	96,94
»	»	1467	0,75	0,35		3,04	96,89
»	Амга	530	1,16	0,52	0,27	1,54	95,39
Толбачанская	»	563	2,16	0,32	0,31	2,55	94,45
»	»	617	1,36	0,36	0,64	0,46	97,10
»	»	618	1,12	0,40	0,70	1,32	96,26
»	»	643а	1,08	0,48	0,36	0,46	97,38
»	»	643б	1,20	0,48	0,10	1,78	95,59
»	»	664	1,32	0,40	0,53	1,95	94,17
Эльгянская	Толбачан	466	1,04	0,36	0,16	4,43	92,51
»	Лена ниже г. Олекминска	621	1,68	0,28	0,17	2,48	94,41
»	»	658	1,72	0,40	0,26	2,87	94,16
Кетеминская	Лена ниже с. Синского	113	1,88	0,36		3,17	94,08
»	»	134	0,64	0,88		6,96	90,82
»	»	137	0,64	0,64		4,05	94,80
Лебяжинская	Тея	1284	1,58	0,20		1,37	96,67
»	»	1297	3,46	0,34	0,14	4,38	90,90
»	»	1247	0,32	0,08		1,17	98,42
»	»	1266	0,42	0,30		1,62	97,39
Платоновская	Сухая Тунгуска	340	0,52	0,44		0,38	98,17
»	»	359	2,15	1,07	0,05	4,50	89,46
»	Нижняя Тунгуска	151	0,69	0,59	нет	3,27	93,42
»	»	154	2,50	0,88	0,01	6,21	88,79
Костинская	Сухая Тунгуска	375	0,40	0,32		1,26	97,73
»	Енисей	420	0,64	0,84		0,00	97,60
»	»	421	0,40	0,44	нет	3,12	94,75
»	Нижняя Тунгуска	141	2,04	0,56	0,01	3,88	92,90
»	»	36	3,68	0,24	0,03	2,43	91,28
»	»	42	0,76	0,52	0,05	1,66	97,00
»	»	76	0,84	0,40	0,89	1,16	97,00
»	Ароматная	522	2,06	0,38	0,12	3,25	93,12
»	»	530	1,24	0,40		2,57	95,05
	Среднее . . .		1,38			2,78	95,00

сих пор не найдено никакой фауны. Исключение составляют эльганская и кетеминская свиты, где в известняках были встречены трилобиты.

Исключительная чистота состава яснокристаллических доломитов, однородность и выдержанность каждого их слоя по простиранию заставляют отбросить всякие попытки объяснить происхождение этих пород путем вторичной диагенетической или эпигенетической доломитизации первично известковистого пла<sup>1</sup>. Нет сомнения, что в большинстве случаев структура яснозернистых доломитов образовалась в результате диагенетической перекристаллизации первично доломитового ила, на что указывают встречающиеся иногда в шлифах остатки первичного микрозернистого доломита. Эти остатки образуют отдельные мелкие пятна, полоски (табл. II, 5), а иногда составляют основную массу, подобную базальному цементу, среди которой расположены более крупные кристаллы доломита (табл. II, 6). В ряде случаев аналогичные доломиты образовались в результате диагенетической перекристаллизации первично-оолитовых и строматолитовых доломитов.

Таким образом, яснозернистые доломиты, так же как плотные доломиты предыдущей группы, с которыми они часто чередуются, являются типичными седиментационными доломитами.

Пока остается неясным, чем объяснить столь большую разницу в зернистости доломитов обеих групп, в особенности когда и те и другие встречаются в одном и том же разрезе. Можно предположить, что перекристаллизации пелитоморфных и афанитовых доломитов препятствовало рассеянное в них в большом количестве глинистое вещество. С другой стороны, первичная неоднородность текстуры (оолитовая, строматолитовая), вероятно, способствовала перекристаллизации.

Отсутствие фауны и обычный парагенезис яснокристаллических доломитов с пелитоморфными свидетельствует о том, что они отлагались в бассейне с явно повышенной соленостью воды. Вместе с тем среди соленосных отложений нижнего кембрия мы почти не встречаем доломитов этого типа. Это можно объяснить тем, что при отложении таких осадков соленость воды в бассейне и иле была слишком высока для того, чтобы в иле могло накопиться сколько-нибудь значительное количество органического вещества, необходимого для диагенетических преобразований карбонатных осадков.

Образовавшаяся в яснозернистых доломитах в результате перекристаллизации первичная пористость в дальнейшем была сильно изменена. Доломит выщелачивался грунтовыми водами, а образовавшиеся при этом крупные поры и каверны в ряде случаев заполнялись вторичным кальцитом, а иногда и битумом.

#### *Микро- и тонкозернистые однородные известково-доломитовые породы*

Для нижнекембрийских отложений характерны карбонатные породы смешанного известково-доломитового состава. Имея одинаковое происхождение и общие структурные признаки, они отличаются друг от друга лишь относительным количеством кальцита и доломита, поэтому описываемая группа содержит все переходы от доломитистых известняков до слабоизвестковистых доломитов.

Внешне это — плотные однородные, иногда массивные, иногда плитчатые породы, кристаллическое строение которых не различимо простым глазом. Среди них встречаются разности, как почти не отличимые от афанитовых известняков, так и очень сходные с афанитовыми и пелитоморф-

<sup>1</sup> Более подробно об этом сказано в работах К. К. Зеленова (1956<sub>1</sub>, 2, 1957).

ными доломитами. Окраска пород бывает серой, коричневато-серой, желтоватой, иногда красной, обычно довольно светлой.

Микроскопическое строение пород этой группы очень однообразно. Подавляющее большинство их состоит из однородных микро-, реже скрытозернистым кальцитом и тонкозернистым доломитом с размерами зерен от 0,02 до 0,05 мм, изредка до 0,08 мм. Зерна доломита имеют часто довольно правильную ромбоэдрическую форму. Кальцит, в зависимости от количества его в породе, либо составляет общий серый фон, по которому равномерно рассеяны более крупные кристаллы доломита (табл. III, 1), либо образует отдельные микрозернистые участки в мозаике доломитовых зерен (табл. III, 2 и 4).

Относительное количество доломита и кальцита, наблюдаемое в шлифе, обычно вполне отвечает данным химического анализа этих образцов. Однородность структуры иногда нарушается присутствием органических остатков или неравномерной примесью железистого вещества, как, например, в красных доломитистых известняках пестроцветной свиты восточной части северного склона Алданского массива (табл. III, 3).

Значительно реже встречаются разности смешанных пород, в которых не наблюдается четкого различия в размерности зерен кальцита и доломита. В некоторых шлифах видна мозаика мелкозернистого (0,05—0,1 мм) карбоната без всяких признаков более тонкозернистого материала, и смешанный состав породы можно обнаружить только химическим анализом или прокрашиванием открытого шлифа (табл. III, 5). Иногда количество более крупных ромбических зерен совершенно не соответствует большему содержанию доломита по данным химического анализа; это заставляет предполагать, что значительная часть мелкозернистого карбоната тоже является доломитом.

В приведенных химических анализах (табл. 10) хорошо видно все разнообразие соотношений кальцита и доломита в описываемых породах. Обращает на себя внимание несколько повышенное количество минерального нерастворимого остатка во многих образцах, некоторые из которых следует относить уже к глинистым известнякам и доломитам. Трудно судить, является ли это характерным свойством описываемых пород, так как подбор образцов для анализа был в значительной мере случаен, благодаря тому, что этот тип пород был нами выделен после того, как была сделана большая часть аналитической работы.

Описанная группа пород встречается на всей изученной нами территории в различных стратиграфических горизонтах. В нохоройской пачке журиинского подъяруса они составляют почти целиком весь ее разрез и лишь изредка среди них встречаются прослои чистых известняков и доломитов. В пестроцветной свите р. Лены ниже с. Жура они чередуются с чистыми афанитовыми известняками, но составляют меньшую ее часть. В толбачанском и олекминском горизонтах западных районов они залегают отдельными прослоями в толщах, сложенных доломитами и различного типа известняками. В большинстве случаев во вмещающих их свитах, а иногда и в них самих присутствуют остатки фауны.

Действительное распространение этого типа пород, несомненно, значительно шире, чем указанное. Как уже отмечалось, по внешнему виду опознать их очень трудно, даже при опробовании HCl, так как даже при содержании 30—40% доломита вскипание пород от кислоты весьма интенсивное. При микроскопическом изучении этих пород возможны ошибки, особенно в случаях одинаковой размерности доломита и кальцита. Необходимо сочетание микроскопического изучения структур с химическими анализами и особенно с прокрашиванием открытых шлифов.

Можно не сомневаться, что происхождение этого типа пород такое же, как и описанных ранее афанитовых известняков и неяснозернистых доло-

Химический состав однородных известково-доломитовых пород (в %)

Свита	Местонахождение образца по реке	№ образца	Минеральный растворимый остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сорг	Кальцит	Доломит	% доломитности карбонатов
Пестроцветная	Лена ниже с. Жура	44	9,72	0,60		76,17	12,81	14,33
»	» » »	42б	14,10	1,08	Нет	68,39	14,59	17,30
»	» » »	42а	9,72	0,80	0,03	71,36	16,51	18,79
»	» » »	60	18,52	3,80	0,22	58,83	15,79	21,16
»	» » »	52	14,04	0,84		64,37	19,90	23,62
Нохоройская пачка пестроцветной свиты	» » »	931	7,92	0,96		64,08	26,67	29,40
Костинская	Сухая Тунгуска	525	0,95	0,20		68,20	31,19	31,40
Клименская	Ангара, нижнее течение	186-р	3,40	0,34		56,03	40,20	41,80
Пестроцветная	Лена ниже с. Жура	1071	15,67	1,74		45,02	34,80	43,59
Толбачанская	Лена ниже устья р. Витим	631	0,52	0,20	0,04	53,89	45,95	46,10
Пестроцветная	Лена ниже с. Жура	916	19,34	2,50		40,24	35,64	46,97
Агалевская	Ангара, нижнее течение	67-р	7,62	0,60		39,40	35,02	47,00
Нохоройская пачка пестроцветной свиты	Лена ниже с. Жура	930	5,20	1,04		48,98	45,18	48,80
Пестроцветная	» » »	949	14,20	1,60	0,05	40,92	41,40	50,30
»	» » »	48	14,72	1,20		37,76	45,27	54,52
Агалевская	Ангара, нижнее течение	27-р	8,10	0,30	0,16	38,55	53,20	58,00
Толбачанская	Лена, ниже устья р. Витим	270	13,48	0,52	0,03	28,68	55,43	65,90
Костинская	Нижняя Тунгуска	27	2,96	0,40	0,29	30,16	65,04	68,30
»	» » »	25	2,50	0,72	0,43	30,21	65,41	68,40
Агалевская	Ангара, нижнее течение	52-р	3,70	0,08		28,28	63,33	68,70
Костинская	Сухая Тунгуска	529	0,32	0,28	Нет	29,60	69,50	70,20
Агалевская	Ангара, нижнее течение	36-р	0,86	0,46		25,50	72,60	74,00
Пестроцветная	Лена ниже с. Жура	54	30,08	1,84		15,21	49,51	76,50
Толбачанская	Лена ниже г. Киренска	2136	7,04	0,34		20,14	71,51	78,03
Костинская	Сухая Тунгуска	251	0,92	0,28	0,04	20,11	77,85	79,40
Толбачанская	Лена ниже устья р. Витим	286	10,86	0,40	0,02	15,46	72,65	82,48
Нохоройская пачка пестроцветной свиты	Лена ниже с. Жура	899	1,56	0,84	0,01	12,52	83,34	88,00

митов, т. е. карбонатный материал в виде мельчайших кристалликов выделялся непосредственно из воды как химический осадок. О совместном осаждении доломита и кальцита говорит совершенно равномерное распределение их в породе, выдержанность состава пород по простиранию, а также мало отличающаяся, иногда и одинаковая размерность зерен этих минералов. Интересно отметить, что совершенно аналогичные структуры

(равномерно рассеянный тонкозернистый карбонат на микрозернистом фоне) часто встречаются среди чистых афанитовых известняков и особенно в неяснозернистых доломитах (см. табл. 1, 2 и 4). Как известно, по мнению Н. М. Страхова (1951, 1954 и 1956), в ранние геологические периоды, благодаря повышенному содержанию  $\text{CO}_2$  в атмосфере и соответственно более высокому, чем современный, щелочному резерву морской воды, доломитное вещество в древних морях было близко к насыщению. Вследствие этого достаточно было очень незначительных колебаний солёности (например, в более прогреваемых верхних слоях водной толщи), чтобы началось выпадение из раствора доломита, который мог накапливаться в осадке в виде примеси к кальциту. При большем изменении солёности доломит начинал преобладать, пока, наконец, не создавались условия, делавшие уже возможным садку кальцита.

### *Пятнистые и пятнисто-полосчатые доломитово-известковые породы*

Среди карбонатных пород нижнекембрийских отложений широко распространены очень интересные породы, состоящие из участков, сложенных то известняком, то доломитом, благодаря чему образуется характерная, очень разнообразная по форме пятнистость. Слои таких пород имеют определенную стратиграфическую приуроченность, прослеживаются по простиранию иногда на огромные расстояния и нередко чередуются с породами, однородными по составу и текстуре.

Детальное изучение кембрийских пятнистых пород позволило выделить среди них четыре разновидности, отличающиеся друг от друга рядом структурных признаков и имеющие различное происхождение.

1. Пятнисто-полосчатые доломитово-известковые породы, которые почти целиком слагают куторгиновую свиту, развитую в восточной части северного склона Алданского массива.

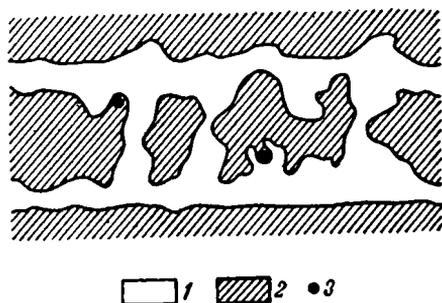
Они представляют собой серые или коричневато-серые однородные афанитовые известняки с типичным раковистым изломом, чередующиеся с более светлыми желтовато-серыми прослойками очень тонкозернистого известковистого доломита толщиной 0,5 см, редко до 3—4 см. Вся толща слагается плитками толщиной от 2 до 15 см, наиболее часто в 5—7 см, с ровными или бугристыми поверхностями. Плоскости раздела плиток проходят по одной из границ доломитового прослоя, поэтому каждая плитка состоит из прослоя известняка и прослоя доломита. На поверхностях выветривания прослой доломита несколько выступают и освещаются, поэтому вся толща в обнажениях отчетливо полосчатая (табл. IV, 1 и 2). На свежих расколах полосчатость видна хуже из-за незначительной разницы в окраске и структуре прослоев. В отдельных прослоях встречается и значительно более тонкая полосчатость. Прослой доломита могут иметь ровные и параллельные или слабоволнистые границы, но нередко доломит внедряется в смежный слой известняка самыми причудливыми выступами, а иногда выступы двух ближайших прослоев доломита могут соединиться, «пропилив» тонкий слой известняка, находящийся между ними, благодаря чему получается своеобразная пятнистость. Интересно отметить, что внедряющийся в известняк доломит никогда не затрагивает часто встречающиеся в известняках небольшие цилиндрические тела водорослевого (?) происхождения и как бы обходит их, образуя сложные изгибы (фиг. 36<sup>1</sup>).

Микроскопическое изучение описанных пород показало, что афанитовый известняк сложен однородным скрыто- или мелкозернистым кальци-

<sup>1</sup> Подобные цилиндрические тела, найденные В. Н. Григорьевым в отложениях олекминского возраста в Игарском районе (р. Сухариха), оказались губками.

том. Переход к доломитовому прослою осуществляется постепенно. В кальците появляются равномерно рассеянные очень мелкие, от 0,02 до 0,05 мм, ромбодры доломита, количество которых постепенно увеличивается, и в самом прослое они составляют уже основную массу породы, среди которой как бы просвечивает скрыто- или микрозернистый кальцитовый фон (табл. IV, 3 и 4). В местах сгущения зерна доломита имеют обычно более неправильную форму. В тех случаях, когда известняк имеет микрозернистую структуру, разница в размерности зерен кальцита и доломита очень невелика и в зоне перехода их бывает трудно различить. Иногда под микроскопом можно видеть резкую границу между известняком и доломитом без переходной зоны (табл. IV, 5). Это наблюдается в описанных выше «выступах», и «пятнах» доломита.

Химические анализы изученных пород показывают, что доломитовые прослои всегда содержат некоторое, иногда очень большое количество кальцита (табл. 11). Среднее содержание последнего по ряду анализов, сделанных только для доломитовых прослоев, составляет 33%. Известняки содержат весьма незначительную примесь доломита, особенно если учесть, что пробы для анализов отбирались по цвету породы и таким образом вместе с чистыми известняками в них попадала и переходная, обогащенная доломитом зона.



Фиг. 36. Характер пятнистости в породах куторгиновой свиты. Зарисовка.

1 — известнистый доломит; 2 — известняк; 3 — водорослевые (?) образования

Таблица 11

Химический состав полосчатых доломитово-известковых пород куторгиновой свиты (в %)

Местонахождение образца по речке	№ образца	Минеральный нерастворимый остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Кальцит	Доломит
Лена, ниже с. Ой-Муран	93—известняк	0,56	0,26	94,87	5,00
	93—доломит	1,26	0,40	33,58	64,00
Ботома, нижнее течение	1612—известняк	2,94	0,35	86,82	8,51
	1612—доломит	9,63	1,15	39,51	48,86
Ботома, нижнее течение	1605—известняк	2,07	0,29	84,52	10,85
	1605—доломит	6,74	0,50	18,36	72,67

Особенности текстуры, структуры и состава описанных пород позволяют достаточно отчетливо судить об их происхождении. Четкая стратификация толщи и выдержанность по простиранию прослоев известкового доломита говорят о его первичном седиментационном происхождении. Он образовался, также как описанные выше однородные известково-доломитовые породы, из совместно осажденного кальцитово-доломитового осадка. На это указывают чрезвычайно постепенный переход его в известняк, близкая размерность зерен доломита и кальцита и постоянная примесь последнего даже в наиболее доломитных прослоях. Бесконечное

чередование известняковых и доломитовых прослоев в 250-метровой толще куторгиновой свиты говорит о ритмически повторяющемся изменении солености морской воды. Амплитуда этих изменений должна быть совсем незначительной, если учитывать, что доломитное вещество в водах кембрийского бассейна приближалось к насыщению.

Первично осажденный доломит иногда претерпевал в стадии диагенеза незначительные перемещения и образовывал внедрения и пятна в известняке. На несколько более позднее их образование указывают резкие границы доломита и кальцита в шлифах и огибание доломитом водорослевых образований, сложенных очень плотным скрытозернистым кальцитом.

В ряде опубликованных работ, посвященных описанию доломитовых пород (сб. «Доломитовые породы и их генезис», ст. Н. М. Страхова, К. К. Зеленова, И. К. Королюк и др., 1956), пятнистые известково-доломитовые породы рассматриваются как седиментационно-диагенетические, в которых доломит осаждался совместно с кальцитом и в дальнейшем благодаря диагенетическому перераспределению образовывал «пятна». Наиболее подробно этот взгляд разобран в статье Н. М. Страхова (1956), посвященной верхнекаменноугольным доломитам Самарской Луки, залегающим в виде крупных линз и штоков среди известняков. В породах куторгиновой свиты, как мы видели, диагенетическое перераспределение имеет резко подчиненное значение и происхождение их текстуры правильнее будет рассматривать как собственно седиментационное.

2. Пятнистые известково-доломитовые породы нохоройской пачки журинского подъяруса по структурным особенностям и происхождению существенно отличаются от описанных выше известняков.

Слои пятнистых известняков этого типа чередуются со слоями типичных однородных пород смешанного состава. В серых или коричневатосерых, довольно светлых афанитовых известняках можно видеть большое количество пятен, сложенных желтовато-серым пелитоморфным карбонатом. Форма, размеры и распределение пятен очень разнообразны. Иногда это пятна совершенно неправильных очертаний, без всякой ориентировки, плохо выделяющиеся из-за незначительной разницы в окраске и размерности зерен карбоната. Нередко, однако, желтоватые пятна бывают окрашены примесью железистого вещества в красный цвет, и пятнистость их становится очень яркой (табл. V, 1 и 3). Иногда пятна имеют вид скорее извилистых прожилков, часть которых ориентирована примерно по слоистости (табл. V, 2). В обнажениях легко можно проследить постепенные переходы от одной формы пятен к другой, когда при расширении и слиянии друг с другом извилистых прожилков получается брекчиевидная пятнистость (см. табл. V, 3). Пятнистые разности пород образуют в нохоройской пачке и тонкие прослои и довольно мощные пласты. В свежем состоянии породы имеют массивную текстуру, но благодаря широко развитым в них сутурам при выветривании легко распадаются на тонкие очень неровные плитки.

Микроскопическое изучение пятнистых пород показывает, что структура их основной массы точно такая же, как чередующихся с ними однородных смешанных пород. Как и в последних, здесь в скрыто- или тонкозернистом кальците равномерно рассеяны мелкие (от 0,02 до 0,05 мм) зерна доломита (табл. V, 4). В отдельных участках доломит образует скопления, но и в них, в промежутках между доломитовыми зернами, виден микрозернистый кальцит (табл. VI, 1 и 2). Количество рассеянного доломита может быть различным, и если его немного, то пятнистость выйдет наиболее резко. Очень часто одна из границ такого доломитового пятна совпадает с тонкой извилистой сутурной линией, проходящей в породе. В других случаях сутурная линия видна внутри доломитового участка. Создается впечатление, что сгущения доломитовых зерен тесно свя-

заны с сутурами. Размеры зерен доломита как рассеянных, так и в скоплениях совершенно одинаковы. С сутурами же отчетливо связан и железистый пигмент в красных пятнистых известняках (табл. VI, 3), благодаря чему именно доломитовые участки породы окрашиваются в красный цвет. Однако связь железистого вещества и доломита не обязательна. Значительная часть пятнистых пород не имеет красной окраски, и очень редко встречаются разности, в которых железистый пигмент образует красные пятна в однородных доломитистых известняках без скоплений доломита. Связь доломитовых и красных пятен с сутурами иногда отчетливо видна и невооруженным глазом (табл. VI, 4).

Таблица 12

Химический состав пятнистых доломитово-известковистых пород нохоройского типа (в %)

№ образца	Минеральный нерастворимый остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Кальцит	Доломит	% доломитности карбонатов
904 — серое пятно . . .	1,76	0,36	83,54	13,16	13,60
904 — желтое пятно . . .	5,44	0,88	31,21	61,56	66,36
973 — серое пятно . . .	8,96	0,88	51,20	38,72	43,03
973 — красное пятно . . .	9,32	1,44	43,84	44,37	50,30

Химические анализы (табл. 12) показывают, что даже в случае наиболее резкой пятнистости вмещающая пятна порода содержит некоторое количество доломита (см. табл. 12, обр. 904), а нередко разница в составе пятен и вмещающей породы совсем незначительная (обр. 973).

Условия образования пятнистых пород нохоройского типа достаточно ясно выясняются при рассмотрении описанных выше особенностей их структуры. Первоначальный осадок представлял собой карбонатный ил, состоявший из совместно осажденных зерен кальцита и доломита. Пятнистость же возникла, по-видимому, в стадию диагенеза и отчетливо связана с сутурами. Каков характер этой связи? Можно предположить, что первично осажденный доломит подвергался диагенетическому перераспределению, и сутуры в этом случае служили путями миграции магнезиальных растворов в уже достаточно уплотненном осадке.

Такие новообразования доломита, как мы увидим в дальнейшем, наблюдаются в ряде пород. Однако для нохоройских пород более вероятной является другая, непосредственная связь пятен доломита с сутурами. В последнее время было высказано предположение (Зеленов, 1956), что многие стилолиты и сутуры в карбонатных породах имеют диагенетическое происхождение и возникают благодаря частичному растворению и удалению вещества под влиянием циркуляции иловых вод, обогащенных CO<sub>2</sub>. Если представить себе, что такой процесс протекает в смешанном кальцитово-доломитовом иле, то естественно предположить, что в первую очередь будет удален более легко растворимый мелкозернистый кальцит, и тогда примыкающие к сутуре участки будут резко обогащены уцелевшим от растворения более крупнозернистым доломитом. Такой процесс аналогичен образованию глинистой пленки на плоскостях стилолитов в результате накопления нерастворимого остатка породы. При этом вполне понятна одинаковая размерность зерен доломита в пятнах и во вмещающей породе, тогда как новообразованные кристаллы доломита скорее всего должны были бы иметь большую величину.

Таким образом, пятнистость нохоройских известняков является примером седиментационно-диагенетической пятнистости.

3. Следующая разновидность пятнисто-полосчатых пород — известняки кетеминской свиты, распространенные в восточной части северного склона Алданского массива.

Они представляют собой серые, светло-серые, иногда почти белые афанитовые известняки с типичным раковистым изломом. Известняки образуют плитки с неровными поверхностями толщиной от 3 до 10 см. Большая часть слоев известняка содержит многочисленные тонкие прослойки (прожилки) желтоватого яснозернистого доломита. Прослойки ориентированы примерно по слоистости и большей частью извилисты — то раздувающиеся, то нитевидные нередко раздваивающиеся, или дающие ответвления (табл. VII, 1). Реже они имеют более правильную форму и почти строго параллельны друг другу (табл. VII, 2). Присутствие описанных прослоев делает некоторые пачки кетеминской свиты отчетливо полосчатыми. В случае сильного развития ветвящихся прослоев и прожилков слои известняка приобретают конгломератовидное строение, при котором участки известняка, отделенные друг от друга доломитом, имеют вид уплощенных галек, ориентированных главным образом по слоистости (табл. VII, 3).

Описанные пятнисто-полосчатые известняки в разрезе кетеминской свиты часто чередуются с прослоями плотных тонкозернистых и сахаровидных пористых доломитов. Изредка встречаются слои чистых известняков без включений доломита. Совершенно аналогичные пятнисто-полосчатые известняки встречаются в подошве малыканской пачки журинского подъяруса, где они залегают среди мощной толщи чистых доломитов.

Под микроскопом структура породы видна очень четко. Основная масса ее сложена микро-или тонкозернистым, совершенно однородным и лишенным каких-либо примесей кальцитом. Доломит в породе всегда приурочен к хорошо различимым сутурным линиям и образует крупные зерна размером от 0,07 до 0,25 мм. Зерна доломита распространяются по обе или по одну сторону сутуры, слагая полосы различной ширины (табл. VII, 4). Вблизи сутуры они образуют плотную мозаику неправильных зерен, в которой, как правило, не наблюдается остатков первичной кальцитовой массы, а по периферии полосы отдельные зерна доломита включены в микрозернистый кальцит и имеют совершенно правильную ромбоэдрическую форму. Иногда можно видеть, что в непосредственной близости к сутурной линии зерна более мелкие, чем на периферии (табл. VIII, 1). Если доломит распространяется лишь по одну сторону от сутуры, то граница доломитового пятна может быть резкой, как это хорошо видно на табл. VII, 5, где между двумя параллельными сутурами заключена полоса доломита, внутри которой различается еще одна сутурная линия. В шлифах можно наблюдать расщепление сутур, между которыми иногда образуется как бы линза доломита (табл. VIII, 2 и 3), а также характерные поперечные сутуры, располагающиеся перпендикулярно между двумя параллельными (см. табл. VII, 4). Сутурные линии в кетеминских породах, в отличие от описанного выше нохоройского типа, почти всегда видны очень отчетливо. Этому способствует то, что по плоскости сутур наблюдаются налеты черного (см. табл. VII, 2) или чаще желтоватого железистого вещества. Последние иногда распространяются внутри доломитовой полосы, окаймляя кристаллы доломита.

Благодаря малой мощности и извилистости доломитовых прослоек отобрать из них чистый материал для химического исследования очень трудно. Несколько сделанных анализов показали содержание кальцита до 30%, что противоречит данным микроскопии и объясняется, по-видимому, недостаточной чистотой проб. Афанитовые известняки исключитель-

но чисты по составу и содержат в среднем 0,6% минерального нерастворимого остатка и 2,7% доломита.

Перечисленные особенности строения кетеминских известняков объясняют происхождение их пятнистости. Четкая приуроченность доломита к сутурам и исключительная чистота состава и однородность структуры вмещающих известняков показывают, что доломит был внесен в породу извне и плоскости сутур в данном случае служили лишь путями для прохождения магниезальных растворов, под воздействием которых происходило замещение окружающего кальцита. Соотношения размерностей кальцита и доломита и ряд деталей микроструктуры пород вполне соответствуют этому выводу. Формы полосчатости и пятнистости объясняются расположением сутурных плоскостей, в подавляющем большинстве ориентированных параллельно слоистости. Конгломератовидное строение многих прослоев связано с наличием поперечных сутур, разрезающих тонкие плитки известняка на отдельные участки. Некоторая округлость, как бы окатанность этих участков получается благодаря тому, что в местах стыка продольных и поперечных сутур образуется утолщение доломитовых полос.

Значительно менее ясен вопрос, откуда поступал доломит или вернее магний, вносившийся в породу. Рассматривая общее строение кетеминской свиты, можно предположить, что источником последнего могли служить многочисленные слои доломитов, чередующиеся с известняками. При процессах диагенетической перекристаллизации этих доломитов или при частичном выщелачивании их уже в процессе эпигенеза получавшимся ранее сутурам в слои уже значительно уплотненного или полностью литифицированного известкового осадка. Следует отметить, что количество доломита в описываемых породах незначительно, несмотря на его распространенность, и вряд ли превышает 15—20%, так как большинство прослоев имеет ничтожную мощность.

4. Наибольшим распространением пользуется разновидность пятнистых известняков, выделяемая нами под названием олекминской.

Породы этого типа массивные, реже толстослоистые, залегают мощными, в несколько метров, пластами среди других карбонатных пород или образуют сплошные толщи в несколько десятков метров (до 80 м) с редкими прослоями непятнистых пород. Они состоят из темных и светлых участков (пятен) самой разнообразной неправильной формы и размеров. Темные пятна слагаются темно-серым, обычно с коричневатым оттенком, афанитовым известняком с типичным раковистым изломом. Часто при ударе эти известняки издают слабый, битуминозный или сероводородный запах. Светлые пятна слагаются желтовато-серым пелитоморфным или тонко-, но яснозернистым известковистым доломитом с шероховатым изломом. Относительное количество участков известняка и доломита в породе может быть самым различным. Пятна могут иметь округлые и остроугольные очертания, границы их могут быть более или менее прямолинейными и весьма извилистыми (табл. IX, 1, 2, 3). Различная устойчивость пятен при выветривании подчеркивает неоднородность породы (табл. IX, 4). Нередко наряду с беспорядочной пятнистостью встречаются слои, обладающие довольно отчетливой полосчатостью. В этом случае неправильные, иногда быстро выклинивающиеся тонкие прослойки светлого доломита располагаются параллельно напластованию (табл. IX, 5).

В разрезах описанным породам сопутствуют, чередуясь с ними или образуя отдельные прослои в мощных пачках, главным образом темные однородные афанитовые известняки, аналогичные слагающим темные пятна, и реже онколитовые известняки. Прослои доломитов встречаются очень редко. В ряде случаев (в олекминской свите) в пятнистых известня-

ках и особенно в прослоях онколитовых известняков наблюдается большое количество остатков разнообразных трилобитов и брахиопод.

Под микроскопом видно, что темные участки породы обычно состоят из очень однородного кальцита — часто скрытозернистым (табл. X, 1), реже микрозернистым (табл. X, 2). Иногда в таком кальците наблюдаются остатки фауны. В ряде случаев темные участки сложены онколитовым известняком с кальцитовыми скрытозернистыми онколитами в скрыто- или микрозернистом кальцитовом цементе. Светлые пятна представлены мелко- или тонкозернистым (чаще всего от 0,03 до 0,07 мм) доломитом с ромбоэдрической или неправильной формой зерен. Обычно среди доломита видны остатки скрыто- и микрозернистого кальцита. Граница между доломитовыми и кальцитовыми участками всегда неровная, извилистая, но переход бывает то более резкий (табл. X, 3), то более постепенный (см. табл. X, 1, 2). В последнем случае в переходной зоне наблюдаются рассеянные зерна доломита, количество которых постепенно уменьшается и сходит на нет. Как правило, в основной кальцитовой массе зерна доломита отсутствуют. Иногда в шлифах наблюдаются сутурные линии, которые могут на некотором расстоянии служить границей доломитового пятна (табл. X, 4), однако большинство пятен совершенно с ними не связаны, и часто можно видеть сутуры, вдоль которых не наблюдается никакой доломитизации. Описанные особенности микроскопического строения пятнистых пород полностью сохраняются и в их полосчатых разностях.

Химические анализы пятнистых известняков подтверждают данные микроскопического изучения. Для трех образцов из различных районов были сделаны отдельные анализы светлых и темных пятен. Для того чтобы получить нужный материал, пришлось мелко дробить породу и отбирать наиболее чистые от примесей кусочки. Несмотря на то, что полного разделения таким путем достигнуть было нельзя, результаты химического анализа достаточно четко показывают, что темные пятна сложены очень чистым кальцитом; в доломитовых пятнах всегда сохраняется значительное количество кальцита. Обращает на себя внимание минимальное количество нерастворимого минерального остатка в породах (табл. 13).

Темные афанитовые однородные известняки, чередующиеся с пятнистыми, являются исключительно чистыми породами со средним содержанием доломита 0,57% и минерального нерастворимого остатка 1,78%.

Таблица 13

Химический состав пятнистых доломитово-известковых пород олекинского типа (в %)

Свита	Местонахождение образца по реке	№ образца	Минеральный нерастворимый остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сорг	Кальцит	Доломит
Олекинская	Лена, Алданский массив	325 (темное пятно)	0,34	0,16	0,08	94,10	4,62
»	»	325 (светлое пятно)	0,34	0,16	0,01	41,90	58,0
»	Лена близ с. Мухтуя	239 (темное пятно)	0,72	0,36	0,11	78,19	18,57
»	»	239 (светлое пятно)	1,30	0,08	0,08	17,68	79,68
»	Чара	377 (темное пятно)	1,02	0,56	0,09	90,97	6,82
»	»	377 (светлое пятно)	0,32	0,47	0,04	33,57	65,62

Описанная разновидность пятнистых известняков составляет характернейшую породу олекминской свиты почти во всех местах ее распространения, а в западной части северного склона Алданского массива слагает ее почти целиком. Кроме того, аналогичные породы, чередуясь с онколитовыми известняками, слагают эльгянскую свиту, пачки известняков в средней части пестроцветной свиты по окраинам Байкало-Патомского нагорья и нередко встречаются среди известняков толбачанской свиты этого же района.

Происхождение пятнистости для олекминского типа значительно менее ясно, чем для предыдущих разновидностей. Как видно из приведенных данных, по структуре, текстуре и составу для описываемых пород мало вероятно первичное совместное осаждение кальцита и доломита. Прежде всего этому противоречит чистота минералогического состава известковых участков пород, доказанная как микроскопическим изучением окрашенных и неокрашенных шлифов, так и химическими анализами. Трудно представить себе полное извлечение доломита из смеси с кальцитом при стягивании его в доломитовые пятна. Однородность структуры микрзернистого кальцита также не позволяет предполагать, что в нем происходили какие-либо процессы растворения и перекристаллизации карбонатов. Разница в размерности зерен кальцита и доломита здесь значительно более резкая, чем в изученных нами первично смешанных породах.

Мало вероятен для этого типа пятнистости, по-видимому, и внос доломита в более или менее литифицированный осадок, как это можно предположить для кетеминского типа. Под микроскопом не удастся заметить определенной связи доломитовых пятен с редкими сутурами и, кроме того, в наиболее типичных разрезах собственно олекминской свиты, имеющей мощность около 100 м, почти полностью отсутствуют доломитовые породы, которые могли бы служить источником магниезальных растворов. Учитывая все сказанное, приходится предположить, что доломитовое вещество не перераспределялось, а заново образовывалось в осадке еще в раннюю стадию диагенеза.

Откуда в таком случае могло поступать необходимое количество магния? Н. М. Страхов, подробно разбирая способы диагенетического образования доломита (Страхов, 1956), показал на примере современных осадков Каспийского моря возможность появления доломита в иле благодаря разложению органического вещества и повышению в связи с этим щелочного резерва иловой воды. При резком возрастании щелочного резерва доломитовое вещество достигает насыщения и садится, доломитизируя карбонатный ил. Удаление таким путем магния из илового раствора могло, конечно, служить причиной подтока его из придонной воды (Страхов, 1956). Считая доказанным реальность существования такого доломита, Страхов полагает, однако, что этим путем могут возникнуть лишь «отдельные кристаллы доломита, небольшие и редкие доломитовые пятна, конкреции...», так как количество органического вещества, необходимого для течения процесса, в карбонатных илах ничтожно.

Вероятно, что при отложении изученных нами пород действовали дополнительные факторы, которые могли влиять на количественную сторону процесса. Мы уже неоднократно указывали, что в нижнекембрийское время щелочной резерв морской воды был значительно выше, чем в настоящее время, вследствие чего и в иловых водах он должен был быть несколько выше современного. Поэтому для осуществления садки доломита из иловой воды указанным способом могло расходоваться меньшее количество органического вещества. Кроме того, рассматриваемый тип пятнистости приурочен почти исключительно к темным пахучим породам, исходный осадок которых был, вероятно, более обогащен органическим веществом, чем большинство остальных типов карбонатных пород. При

этих условиях количество образующегося диагенетического доломита могло быть значительно выше, чем в осадках Каспийского моря, где оно достигает 17,5% от карбонатной части осадка (Страхов, 1951). Средняя доломитность пятнистых известняков составляет примерно 35—40%. Такое объяснение происхождения доломита в описываемых породах хорошо увязывается с их особенностями. Разнообразие формы, размеров и беспорядочное распределение доломитовых участков отражает неравномерное распределение скоплений органического вещества в иле, что, по мнению Страхова Н. М., характерно для последнего и является причиной миграции веществ в стадии диагенеза (Страхов, 1953). Полосчатые разности образовывались в прослоях осадка с более равномерно распределенным органическим веществом. Отсутствие доломита в прослоях однородных афанитовых известняков может объясняться недостаточным количеством органического вещества в исходном иле или какими-либо особенностями его состава. Некоторые детали структуры пород, как, например, извилистость и неодинаковая четкость границ пятен, могут объясняться большей или меньшей концентрацией органического вещества.

\* Такое чисто диагенетическое образование доломита не должно быть связано с повышением солености морской воды и, следовательно, значительная доломитность пород, как правило, не может отражаться на количестве и разнообразии морской фауны, что мы видим на примере олекминской свиты.

Высказанное предположение об условиях образования пятнистости олекминского типа не может, конечно, считаться полностью аргументированным, но представляется нам сейчас наиболее отвечающим имеющемуся материалу. Возможно, что более детальное полевое и лабораторное изучение этих пород внесет в него ряд изменений.

Как видно из изложенного выше, все описанные четыре разновидности пятнистых и полосчатых доломитово-известковых пород имеют разное происхождение — седиментационное, седиментационно-диагенетическое, раннедиагенетическое и позднедиагенетическое или даже эпигенетическое. Сравнивая эти разновидности, а также принимая во внимание наблюдения над другими типами пород, можно несколько дополнить наши выводы об условиях образования пятнистости.

В однородных смешанных породах пятнистость почти отсутствует; диагенетическое перераспределение доломита в них возникает только при наличии каких-либо дополнительных условий, из которых нам пока известны лишь сутуры.

В чистых по химическому составу известняках доломитизация, как правило, приурочена к наиболее тонкозернистым афанитовым разностям, что уже неоднократно отмечалось многими исследователями. Пятнистость в афанитовых известняках может появляться как в случаях повышенного содержания органического вещества в исходном иле (олекминский тип), так и при наличии сутур, облегчающих проникновение магниезиальных растворов. В последнем случае необходимо присутствие в той же толще источников магниезиальных растворов в виде первичных доломитов. Афанитовые известняки с хорошо развитыми сутурами встречаются довольно часто, например, в пестроцветной свите восточной части северного склона Алданского массива, но здесь они не обладают пятнистостью, так как чередуются со слабодоломитными породами. С другой стороны, в толбачанской свите на окраинах Байкало-Патомского нагорья чистые известняки, часто афанитовые, непрерывно чередуются с доломитами, но пятнистость наблюдается там лишь в наиболее темноокрашенных известняках с битуминозным запахом (олекминского типа) и не встречается в более светлых породах, по-видимому, из-за отсутствия сутур.

Можно предположить, что именно необходимостью сочетания нескольких

условий и объясняется то, что пятнистость нохоройского и кетеминского типа встречается редко. Распространенность же пятнистости олекминского типа в нижнем кембрии Сибири, вероятно, обусловлена широким развитием чистых известняков, обогащенных в той или иной степени органическим веществом.

Пятнистые породы в обнажениях при первом знакомстве кажутся очень похожими друг на друга, поэтому выделение различных типов пятнистости, а также выяснение генезиса пород возможно лишь при очень детальном изучении их текстур, структур, состава, условий залегания и соотношений с другими породами.

### Оолитовые карбонатные породы

Оолитовые образования в нижнекембрийских породах Сибирской платформы встречаются довольно часто. Они слагают отдельные прослои или же встречаются в онколитовых и песчаных породах. В этом разделе мы рассмотрим лишь настоящие оолитовые породы, т. е. сложенные преимущественно оолитами<sup>1</sup>.

#### *Оолитовые известняки*

Оолитовые известняки представляют собой плотную, массивную с шероховатым изломом породу серого, светло-серого или белого цвета. На свежем сколе оолитовое строение иногда бывает заметно плохо, но прекрасно видно на выветрелых поверхностях<sup>2</sup>. В некоторых прослоях в чуранской пачке развита косая слоистость.

По строению оолитов под микроскопом различаются два типа оолитовых известняков.

Известняки первого типа сложены однородными оолитами величиной от 0,25 до 0,70 мм, среди которых встречаются известковые песчинки примерно такого же размера.

В большинстве оолитов отчетливо различаются многочисленные концентрические оболочки и центральное ядро, сложенное скрытокристаллическим кальцитом (табл. XI, 1). В редких случаях ядром является обломок другого оолита. В некоторых оолитах наряду с концентрически-слоистой наблюдается типичная радиально-лучистая структура.

Форма оолитов в основном округлая или овальная, в значительной степени зависит от формы и размеров ядра. Чем меньше ядро, а следовательно, чем толще окружающая его концентрическая оболочка, тем правильнее форма оолита. Встречающиеся наряду с оолитами песчинки также иногда бывают окружены одной—двумя концентрическими каемками.

Оолиты и песчинки сцементированы мелкокристаллическим (около 0,1 мм) прозрачным кальцитом мозаичной структуры. Довольно часто бывает развит инкрустационный цемент.

Описываемые оолитовые известняки обычно доломитисты (табл. 14), причем наблюдается три основных типа доломитизации.

Чаще всего встречается избирательная доломитизация по оолитам и песчинкам (табл. XI, 2). В некоторых шлифах доломитизированы бывают не все оолиты, а лишь какая-то их часть (табл. XI, 3). Реже доломитизирован цемент, а оолиты остаются совершенно не затронутыми (табл. XII, 1). Помимо избирательной, встречается доломитизация, идущая по сутурам, секущим как оолиты, так и цемент. Доломит в шлифах, как правило,

<sup>1</sup> Мы не выделяем отдельно пизолитовые породы, поскольку они встречаются у нас довольно редко, а сами пизолиты весьма схожи по своему виду с некоторыми типами оолитов.

<sup>2</sup> Приводимая характеристика оолитовых известняков основана главным образом на изучении отложений чуранской пачки журиинского подъяруса.

Химический состав оолитовых известняков (в %)

Свита (пачка)	Местонахождение образца по реке	№ образца	Минеральный нерастворимый остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Кальцит	Доломит
Чуранская пачка пестроцветной свиты	Лена ниже г. Олекминска	1063	3,68	0,28	68,29	27,33
»	»	1038	1,04	0,26	83,88	14,08
»	»	1011	0,92	0,30	87,72	10,19
»	Ботома	1009	1,07	0,25	88,45	9,95

представлен довольно крупными, более или менее хорошо выраженными ромбиками. Оолитовые известняки этого типа широко распространены в пределах северного склона Алданского массива, на р. Лене главным образом в обнажениях между устьем р. Чуранки и с. Чуран-База и на р. Ботоме. В этих районах ими сложена основная часть разреза чуранской пачки.

Второй тип оолитовых известняков<sup>1</sup> сложен оолитами, для которых, в отличие от описанных выше, характерно отсутствие обломочного ядра и радиально-лучистой структуры (табл. XII, 2). Кроме того, в них отсутствуют следы доломитизации. Во всем остальном (характер цемента, внешний вид) оба типа очень сходны. Оолитовые известняки второго типа встречаются в чарской свите на северном склоне Алданского массива и в пестроцветной свите по окраинам Байкало-Патомского нагорья, а также в разрезах ангарской свиты.

Оба типа известняков иногда бывают окремнены, причем окремнение, как и доломитизация проявляется по-разному, иногда кремнезем замещает лишь цемент, в результате чего образуются включения неправильной формы. Размер включений от долей миллиметра до 3—5 мм, часто 0,5—1 мм. Граница их с окружающим кальцитом обычно неровная, отчетливо видно внедрение кальцита в кремнезем и наоборот. Внутри кремневых включений сохраняется большое количество мелких зерен кальцита и даже отдельные известковые оолиты. На поверхности более крупных кремневых включений, выделенных растворением породы в соляной кислоте, под биноклем отчетливо видны ямки — отпечатки оолитов.

Иногда, наоборот, окремнены оолитные образования, а цемент остается кальцитовым (табл. XII, 4). Местами наблюдалось полное окремнение всей породы.

Несомненно, что оолитовые известняки первого типа образовались в условиях большого мелководья и подвижности морской среды, о чем свидетельствуют наличие внутреннего ядра, примесь карбонатных обломков и косая слоистость пород. Возможно, что часть оолитов в известняках второго типа и пизолиты возникли уже после накопления карбонатного ила в результате его диагенетического преобразования.

#### Оолитовые доломиты

Оолитовые доломиты — плотные массивные породы белой или желтоватой окраски, образующиеся пласты мощностью 0,5—1,5 м. Оолитовое строение породы и отчетливая косая слоистость в ней заметны почти ис-

<sup>1</sup> К этому же типу относятся и пизолитовые известняки, которые отличаются от оолитовых лишь большим размером оолитных образований. Размер пизолитов достигает иногда 6,0 мм, а в среднем равен 2—3 мм (табл. XII, 3).

ключительно на выветрелой поверхности. На свежем сколе оолитовая структура в доломитах, так же как и в известняках, обычно плохо заметна и порода выглядит как однородный яснозернистый доломит.

Микроскопическое изучение показывает, что доломитовые оолиты в значительной степени перекристаллизованы. Отчетливо видимые на выветрелой поверхности скорлуповатые оолиты под микроскопом оказываются почти бесструктурными округлыми сгустками микро- или тонкокристаллического доломита (табл. XIII, 1). Размер их колеблется от 0,5 до 0,8 мм. Иногда в центральной части сохраняется скрытокристаллическое строение, а к периферии размер зерен доломита увеличивается (табл. XIII, 2). Как и в известняках, в доломитах оолиты слагают до 70% всей породы. Сцементированы они прозрачным тонкокристаллическим (0,03—0,05 мм) доломитом мозаичной структуры. Среди цемента наблюдается значительное количество мелких (0,1—0,5 мм) пор неправильной формы, которые в основном приурочены к пространству между оолитоподобными сгустками. Некоторые поры заполнены крупными прозрачными монокристаллами эпигенетического кальцита. Прокрашивание открытых шлифов показало, что в породе никакого другого кальцита, кроме наблюдающегося в порах, нет. По данным химических анализов (табл. 15) количество кальцита в оолитовых доломитах не превышает 5%.

Таблица 15

Химический состав оолитовых доломитов (в %)

Свита (пачка)	Местонахождение образца по реке	№ образца	Минеральный нерастворимый остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Кальцит	Доломит
Чуранская пачка пестроцветной свиты	Лена ниже г. Олекминска	794	1,08	0,42	2,73	96,40
»	»	867	1,04	0,32	2,91	93,29
»	Ботома	1038	0,70	0,90	4,12	93,42
»	»	1028	1,29	0,59	1,60	96,51

В большом количестве оолитовые доломиты, так же как и оолитовые известняки, были встречены в чуранской пачке, но главным образом в более западных районах по рекам Лене и Ботоме.

В настоящее время не совсем ясны пространственные взаимоотношения между оолитовыми доломитами и известняками чуранской пачки. В значительной степени поэтому остается открытым вопрос о генезисе оолитовых доломитов. Возможно, что сохранившаяся местами скрытозернистая структура доломитовых оолитов говорит за их первичное происхождение. Однако в ряде случаев (стр. 122), первичная микрозернистая структура кальцита сохраняется и при последующей полной доломитизации породы.

### Глинисто-карбонатные породы

Глинисто-карбонатные породы пользуются значительно меньшим распространением в описываемых нижнекембрийских отложениях, чем чисто карбонатные, но характерны для некоторых свит.

Особенно редки породы известково-глинистого состава, которые встречаются лишь отдельными небольшими прослоями и поэтому не рассматриваются.

Для удобства изложения в нашем описании мы объединим глинистые доломиты и доломитовые мергели, так как они очень сходны по внешним признакам и микроскопической структуре и связаны друг с другом весьма постепенными переходами. Таким образом, к описываемой группе пород мы, согласно принятой нами классификации, относим все глинисто-доломитовые породы с содержанием минерального нерастворимого остатка от 10 до 70%.

По внешнему виду это плотные, всегда плитчатые породы, напоминающие пелитоморфные, реже афанитовые доломиты. Обычно они однородны, но очень часто в них заметна обусловленная распределением глинистого вещества микрослоистость, по которой порода иногда расщепляется на тонкие пластинки (до 0,3—0,5 см). На поверхностях напластования часто видны знаки ряби, течений и трещины усыхания. Окраска глинистых доломитов и доломитовых мергелей, как правило, равномерная, темно-серая, серая и светло-серая, но в разрезе некоторых свит появляются зеленовато-серые и бордово-красные разности. В последних иногда наблюдается пятнистость — мелкие вытянутые по напластованию зеленые пятна неопределенной формы на бордово-красном фоне или, наоборот, красные пятна на зеленом фоне.

Эти породы образуют слои до нескольких метров мощности, хорошо выдержанные по простиранию. В некоторых свитах они составляют до 30—40% всей мощности разреза.

Структура пород может быть скрыто-, микро- и тонкозернистой, что обусловлено размером кристалликов доломита, равномерно распределенных среди скрытозернистой глинисто-карбонатной массы. Последняя в шлифах имеет серую или бурую окраску. Наиболее часто встречаются микрозернистые породы, в которых размер рассеянных зерен доломита не превышает 0,01 мм (табл. XIII, 3).

Иногда глинистое вещество распределено не равномерно, а образует тончайшие прослойки (табл. XIII, 4), с чем связана хорошо заметная микрослоистость.

Наряду с глинистыми частицами во многих образцах содержится то или иное количество более крупных зерен, главным образом кварца, реже полевых шпатов, слюды. Размер их редко превышает 0,02 мм и обычно близок к размеру зерен самого доломита. Чаще это лишь отдельные зерна, но в некоторых образцах количество их доходит до 20% от всей некарбонатной части породы. Иногда скопления более крупных терригенных зерен также приурочены к отдельным тонким прослоям (табл. XIII, 5).

В многих образцах встречается большое количество очень мелких зерен пирита, иногда неправильной формы, иногда кубических, которые равномерно рассеяны в породе или концентрируются в отдельных участках (табл. XIII, 6).

Из приведенных химических анализов (табл. 16) видно, что карбонатная часть породы в среднем на 96% состоит из доломита.

Интересны данные относительно содержания минерального нерастворимого остатка. Так, в большинстве проанализированных образцов количество его не превышает 30%, хотя во многих доходит до 50% и лишь в двух образцах — более 50%. Обращает на себя внимание и большое количество полуторных окислов. Как показал анализ ряда образцов, это в первую очередь объясняется высоким содержанием окисных и закисных соединений железа.

Касаясь распространения глинистых доломитов и доломитовых мергелей, следует отметить приуроченность их к отложениям пестроцветной и толбачанской свит на северо-западном склоне Алданского массива, к пе-

## Химический состав глинистых доломитов и доломитовых мергелей \* (в %)

Свита	Местонахождение образца по реке	№ образца	Минеральный нераствори- мый остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сорг	Кальцит	Доломит	% доломит- ности карбо- ната
Платоновская	Сухая Тунгуска	264	11,15	1,40		5,67	80,68	93,50
»	»	320	26,44	4,34		3,74	60,73	94,10
»	»	265	31,84	2,04		0,36	64,20	99,40
»	Нижняя Тунгуска	157	13,78	1,24		1,37	81,84	98,30
»	»	152	16,44	1,00		2,00	79,45	97,50
»	Енисей	424	28,37	1,47		3,07	64,95	95,50
»	Большая Шориха	785	22,14	1,90		0,00	73,76	100,00
»	»	783	32,32	2,80		0,76	59,88	98,80
»	Енисей	427	44,60	7,73		3,23	35,57	91,80
Пестроцветная	Лена ниже г. Олекминска, (скв. Русскоречкинская)	420	28,98	9,36	0,05	0,60	52,78	98,90
»	»	424	35,71	8,79	0,08	0,92	44,52	97,90
»	»	430	20,79	4,52	0,04	6,48	62,26	90,80
»	»	435	23,82	4,96	0,01	1,52	64,08	97,60
»	»	442	34,08	4,31	0,04	0,99	55,78	98,30
»	»	443	33,93	8,52	0,03	4,56	44,52	90,80
»	»	444	38,97	9,91	0,20	0,02	43,78	100,00
»	»	448	36,16	6,16	0,16	1,12	50,94	98,00
Малыканская пачка пестро- цветной свиты	Лена ниже г. Олекминска	762	13,68	0,76	Нет	1,38	83,84	98,50
»	»	755	23,20	3,32	0,06	4,10	66,83	94,20
Эльганская	»	851	32,44	2,52	0,35	2,86	59,18	95,40
Толбачанская	Лена ниже г. Олекминска, (скв. Русскоречкинская)	399	26,52	1,92	Нет	0,79	64,86	99,00
»	Лена ниже г. Олекминска, (Наманинская скв.)	116	40,72	9,56	0,03	2,26	36,89	94,30
»	»	111	50,48	4,80	0,04		37,87	100
»	Лена ниже г. Олекминска	643	20,80	3,88	0,04	1,25	71,03	98,25
»	»	640	33,92	3,96	0,05	0,92	57,62	98,40
»	Амга	707	46,04	5,64		2,46	40,95	94,30
»	»	709	26,52	4,06		4,58	61,65	93,00
Чарская	»	712	31,00	1,16		1,49	61,65	97,60
Олекминская	Лена ниже г. Олекминска	583	14,14	0,24	0,07	3,24	80,91	96,25
Толбачанская	Лена ниже г. Киренска	2089	42,82	2,46	0,05	Нет	50,80	100,00
»	»	2207	11,58	0,54		8,07	79,79	90,81
»	»	2025	20,43	0,76		5,32	71,70	93,03
»	»	2288	24,08	0,94		5,75	67,75	92,78
Пестроцветная	Лена ниже г. Витим	623	11,60	1,10		4,05	81,98	95,30
»	Лена ниже г. Киренска	2234	20,84	1,42		3,79	73,46	95,10
»	»	2216	42,40	1,26	0,03	1,87	51,22	96,48
»	»	2230	16,00	2,68			79,51	100,00
»	»	2218	40,00	4,66		2,67	47,17	95,60
»	»	2252	39,32	5,58		2,72	46,25	94,45

\* При высоком содержании в образцах минерального нерастворимого остатка малые значения общей суммы связаны с потерей при прокаливании кристаллизационной воды.

Таблица 16 (продолжение)

Свита	Местонахождение образца по реке	№ образца	Минеральный нераствори- мый остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сорг	Кальцит	Доломит	% доломит- ности карбо- ната
Пестроцветная	Чара	287	14,60	1,85		2,11	80,29	97,45
		314	55,20	4,60	0,30	3,11	30,31	96,67
		331	23,24	1,64	0,05	4,96	69,29	93,31
		340	14,03	1,09	0,29	7,43	76,01	91,71
		344	19,20	2,70		3,77	73,09	95,09
Тиниовская	Лена ниже г. Витим	597	10,72	2,26		0,10	86,12	100,00
		568	17,36	2,24	0,35	4,49	73,50	94,24
		Среднее . . .						

строцветной свите на окраинах Байкало-Патомского нагорья, к платоновской свите в Туруханском районе, где они тесно связаны с породами из группы неяснокристаллических плотных доломитов. Отдельные образцы их были встречены и в ряде других свит и районов.

Нет сомнения, что описанные породы, так же как пелитоморфные и афанитовые доломиты, образовались в результате непосредственного выпадения зерен доломита из воды бассейна, куда, кроме того, приносилось значительное количество глинистого материала, а в ряде случаев тончайшая взвесь и мелкие сгустки геля окислов железа.

## ОРГАНОГЕННЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

### Зоогенные карбонатные породы

В эту группу входят карбонатные породы, сложенные нацело или преимущественно остатками организмов. Среди нижнекембрийских зоогенных карбонатных пород на изученной площади Сибирской платформы были встречены лишь археоциатовые и ракушечниковые известняки. Условно к этой группе мы относим сланцеватые известняки синской свиты. Встречаются эти типы пород сравнительно редко, главным образом на востоке Алданского массива.

#### *Археоциатовые известняки*

Археоциатовые известняки были встречены только среди пород пестроцветной свиты журиновского подъяруса на северо-востоке Алданского массива (на р. Лене и в нижнем течении р. Ботомы). Они сложены беспорядочно ориентированными цельными кубками археоциат, буквально переполняющими породу (табл. XIV, 1), лишенную какой-либо слоистости. Окраска археоциатовых известняков пятнистая и меняется участками от темно-красной до розовой, зеленовато-серой и чисто белой. Под микроскопом (табл. XIV, 2) стенки и септальные перегородки археоциат сложены скрытозернистым темным кальцитом. Интерсептальные камеры, как правило, заполнены прозрачным более крупнокристаллическим кальцитом. Центральные полости археоциат, также как промежутки между отдельными кубками и их обломками, заполнены микро-

зернистым, слабглинистым несколько доломитистым известняком. Многие кубки археоциат покрыты наростом, состоящим из остатков известковых водорослей рода *Eraphiton*.

Археоциатовые известняки слагают различной величины биогермы, приуроченные к нижней половине пестроцветной свиты (кенядинский горизонт). Залегают биогермы всегда среди слабглинистых доломитистых известняков, в которые и переходят по простирацию. Размер биогерм и характер их перехода в окружающие породы различны (Журавлева, Зеленов, 1955). Для низов пестроцветной свиты обычны мелкие биогермы от 10—15 до 40—50 см, редко 1—1,5 м в высоту, до 1—3 м в длину и 40—50 см, редко до 1 м в ширину. Облегающие их плитчатые известняки на расстоянии 1—1,5 м выполаживаются, а вверх по разрезу через 15—20 см сменяются горизонтально лежащими слоями. Выше по разрезу встречаются более крупные археоциатовые биогермы: до 25 м в длину при высоте более 1 м. Облегание их слоистыми породами более значительное и обычно захватывает большую по мощности пачку пород.

Подобные изменения биогерм снизу вверх по разрезу объясняются общей эволюцией слагающих их археоциат.

Образование археоциатовых известняков пестроцветной свиты происходило в условиях большого мелководья. На это указывают как сами археоциаты, так и встречающиеся вместе с ними эпифитоновые водоросли. Беспорядочная ориентировка археоциат, наличие среди них большого количества опрокинутых, горизонтально лежащих кубков говорят о несомненных движениях воды, хотя эти волнения были недостаточно сильны, чтобы разрушить кубки.

#### *Ракушечниковые и детритусовые известняки*

Эта разновидность органогенных известняков почти нацело состоит из обломков или целых скелетов всевозможных морских организмов: трилобитов, брахиопод, птеропод и археоциат. Встречены они были только в пестроцветной, синской, кутургиновой и олекминской свитах, главным образом в пределах северо-восточного склона Алданского массива.

Чаще всего порода целиком сложена остатками одного, реже двух из перечисленных выше типов организмов. Так в синской свите преобладают трилобитовые ракушечники, в пестроцветной свите Юдомо-Майского района — птероподовые, в кутургиновой и олекминской — трилобитово-брахиоподовые известняки. Наиболее смешанные детритусовые известняки были встречены в нижнем течении р. Ботомы, в верхах пестроцветной свиты, где они образуют несколько пластов до 0,4 м. Породы обладают четкой клиновидной и косоволнистой слоистостью (табл. XIV, 3), которая подчеркивается залегающими в основании серий более крупными (до 1 см) обломками.

Изучение шлифов показало, что эти известняки состоят из крупного и мелкого детритуса трилобитов, брахиопод, птеропод и археоциат, который распределен попеременно с мелкими (до 3 мм) карбонатными галечками. Обломки организмов не перекристаллизованы, с четкими границами. Наиболее крупные из них ориентированы согласно напластованию. Этот обломочный материал сцементирован на одних участках шлифа серым микрозернистым кальцитом, на других — крупными (до 0,5 мм) удлиненными кристаллами крустификационного кальцита.

Ракушечниковые известняки сложены почти не разрушенными остатками организмов, сцементированными микрозернистым, а иногда и крупнозернистым кальцитом (табл. XIV, 4). Мощность их, как правило, не превышает нескольких сантиметров.

Эти оригинальные породы, условно отнесенные к группе зоогенных карбонатных пород, встречаются только в отложениях синской свиты восточной части северного склона Алданского массива в разрезах по рекам Синея, Лене и Ботоме. Они обладают темно-серой, почти черной окраской, шероховатым изломом и сланцеватостью. Содержание органического вещества в них высоко: в ряде случаев оно составляет 25% (17,2% органического углерода) от веса породы. Подобные разности горят на спичке желтым коптящим пламенем. Органическое вещество располагается в виде нитевидных и каплевидных включений, ориентированных строго параллельно друг другу. Такое расположение органического вещества создает в породах слоистость, а в ряде случаев и сланцеватость, под которой подразумевается способность породы при выветривании или при ударе расщепляться на тонкие пластинки. Последнее обстоятельство привело к тому, что черные сланцеватые известняки стали в литературе именоваться «битуминозными сланцами» или «горючими сланцами» (Фришенфельд, 1932).

Под микроскопом в шлифах черных сланцеватых известняков отчетливо выделяются две разности — известняки с большим количеством спикул губок и известняки со сгустками, в которых основную массу породы составляют комочки серого микрозернистого карбоната.

Породы первой разности сложены микрозернистым (зерна до 0,01 мм) кальцитом, в котором «плавают» множество более крупных (до 0,1 мм) отдельных зерен светлого кальцита и известковистые спикулы губок (табл. XIV, 5). Спикулы чаще однолучевые, распределены в породе равномерно и составляют до 20% площади шлифа. Никакой ориентировки в их расположении нет. Известковые спикулы в значительной степени перекристаллизованы, и внешняя граница их обычно расплывчата. Встречающиеся среди известковых кремневые спикулы, наоборот, обладают четкими границами.

Кроме того, в породе встречаются отдельные крупные и мелкие обломки щитков трилобитов, створок брахиопод и проблематичные форамниферы (?), описанные Е. А. Рейтлингер (1948).

Микрозернистый кальцитовый цемент породы обычно пропитан прозрачным желто-оранжевым органическим веществом, которое местами образует бесформенные включения размером около 0,1 мм, равномерно распределенные по шлифу. В цементе в заметном количестве встречаются мелкие кубики пирита. Иногда можно наблюдать зерна вторичного кварца, замещающего карбонат.

Известняки со сгустками сложены в основном округлыми серыми комочками (сгустками) скрытозернистого  $\text{CaCO}_3$  размером от 0,04 до 0,1 мм. Сгустки имеют относительно четкие границы, почти не соприкасаются друг с другом, а пространство между ними заполнено мозаикой светлых кристаллов кальцита размером до 0,1 мм. Эти сгустки по своему характеру больше всего напоминают копролиты, хотя и очень мелкие. Фораминиферы (?), присыпки пирита и кучки зерен вторичного кварца встречаются в известняках этой разновидности совершенно так же, как и в известняках со спикулами. Обломки щитков трилобитов, створок брахиопод и спикулы губок в известняках со сгустковой структурой очень редки (табл. XIV, 6).

Известняки со сгустками содержат полупрозрачное темно-коричневое органическое вещество, которое образует нитеобразные или удлинено-каплевидные включения между крупными кристаллами, цементирующими сгустки. Включения эти строго ориентированы параллельно друг другу и создают четкое впечатление микрослоистости (табл. XXX, 3).

Описанные разности черных сланцеватых известняков связаны между собой настолько тесно, что их часто можно наблюдать вместе в одном и том же шлифе. Переход известняков со сгустками в известняки со спикулами заключается в том, что сгустки теряют свою отчетливость и как бы распадаются, а в получившейся массе скрытозернистого серого кальцита в большом количестве появляются спикулы губок и обломки раковин трилобитов и брахиопод.

Таблица 17

Химический состав черных сланцевых известняков спиской свиты (в %)

Местонахождение по пекс	№ образца	Минеральный нерастворимый остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сорг	Кальцит	Доломит
Синия	17	6,60	0,28	3,20	80,05	7,44
»	26	7,60	0,40	4,02	81,99	4,77
»	27	8,06	0,58	8,02	75,79	4,24
»	28	7,48	0,36	4,98	77,38	8,18
»	29	6,38	0,42	5,92	79,38	5,40
Лена	68	4,80	0,58	1,48	87,70	6,49
»	69	3,91	0,40	2,70	85,97	3,35
»	75	0,80	0,26	1,81	92,71	3,68
»	76	4,18	0,26	0,57	86,68	6,87
»	78	7,17	1,14	17,42	65,62	Нет
Ботома	1535	5,90	0,50	0,96	87,23	4,79
»	1587	6,20	Нет	1,07	85,10	6,41
»	1589	4,65	0,35	0,73	81,92	10,70
»	1563	9,80	0,35	1,42	81,25	5,03
»	1534	5,15	0,25	1,09	83,97	8,18

Как видно из табл. 17 основным компонентом черных сланцеватых известняков является кальцит. Количество доломита обычно не превышает 8%, минеральный нерастворимый остаток составляет 4—8%, а содержание органического углерода колеблется от 0,5 до 17,2%. Поскольку эти породы в довольно значительных количествах содержат зерна аутигенного пирита, вторичного кварца и кремневые спикулы губок, то следует считать, что некоторый, возможно значительный, процент общего количества минерального нерастворимого остатка приходится на долю этих образований. Кроме того, в общее количество минерального нерастворимого остатка входит и зола органического вещества, оставшаяся в нерастворимом остатке после прокаливании. Учитывая все это, за процент терригенного материала нельзя без оговорок принять даже те небольшие цифры минерального нерастворимого остатка, которые определены путем химического анализа.

Из приведенного выше описания видно, что черные сланцеватые известняки скорее всего являются органогенными (детритусово-копрогенными), но до окончательного решения вопроса о копролитах, как мы уже отметили, отнесение этих пород к данной группе остается условным.

Характер сланцевых известняков дает обильный материал для суждений об их генезисе. Чисто известковый состав карбонатного материала и обильная фауна несомненно указывают на нормальную морскую соленость водоема, где шло накопление этих богатых органическим веществом пород. Наличие следов тонкой слоистости указывает на отложение би-

туминозного осадка в условиях спокойной обстановки, при отсутствии каких бы то ни было придонных волнений, взмучивающих осадок.

Однако несмотря на спокойные условия несомненно, что накопление богатого органическим веществом осадка происходило в бассейне, хорошо аэрируемом до самого дна. На это указывает характер фауны (трилобиты, губки), сохранность и состав которой (наличие нераспавшихся панцирей трилобитов, находящихся на самых разнообразных стадиях развития — от личиночных до вполне зрелых форм) позволяют считать, что место захоронения отдельных особей являлось одновременно и местом их обитания.

Весьма вероятно, что источником большого количества органического вещества был планктон, отмиравший и накапливавшийся на дне. Именно этот материал служил кормом для донных организмов-илюядов, которыми были трилобиты, а возможно, и другие не сохранившиеся организмы (например, черви), давшие копрогенный материал.

### Фитогенные карбонатные породы

Фитогенные карбонатные породы, в отличие от зоогенных, очень широко распространены в нижнекембрийских отложениях. К этой группе мы относим известковые или доломитовые породы, образование и строение которых в той или иной мере связано с жизнедеятельностью водорослей. Среди фитогенных карбонатных пород можно выделить три основных типа: эпифитоновые, строматолитовые и онколитовые.

#### *Эпифитоновые известняки*

Эпифитоновые известняки, как говорит уже само название, представляют собой породы в значительной мере сложенные известковистыми остатками синезеленых водорослей рода *Epiphyton*. На изученной территории Сибирской платформы они были встречены только в пестроцветной свите северо-восточного склона Алданского массива, главным образом в ее верхней части, вместе с археоциатовыми известняками.

Породы этого типа плотные, афанитовые с сутурными и стилолитовыми швами, с мелкими включениями и прожилками прозрачного кальцита. Характерной их особенностью является частая мелкая белая пятнистость на сером или красноватом фоне, образуемая благодаря различной окраске многочисленных колоний эпифитоновых водорослей и цементирующего их карбоната (табл. XV, 1). Эпифитоновые известняки слагают отдельные участки среди водорослево-археоциатовых биогерм, а также образуют отдельные биогермы, имеющие округлую в плане и грибообразную в разрезе форму (табл. XV, 2). Соединяясь между собой, такие биогермы нередко образуют сплошные пласты водорослевых известняков мощностью до 0,5—0,6 м.

Под микроскопом в эпифитоновых известняках отчетливо видны кустики водорослей, сложенные темно-серым скрытозернистым карбонатом. Пространство между веточками отдельных колоний обычно заполнено светлым более крупнозернистым кальцитом, а пространство между колониями — микрокристаллическим светло-серым карбонатом (табл. XV, 3). Никаких следов терригенного материала в них не наблюдается.

Остатки водорослей рода *Epiphyton* изредка встречаются также в отдельных прослоях некоторых других свит (особенно много их в еланской свите), но при этом они не являются породообразующими организмами.

Как и все водорослевые породы, эпифитоновые известняки, по-видимому, образовывались на незначительных глубинах, достаточных для

проникновения солнечного света, необходимого для жизни водорослей. Благоприятным условием для их развития было, вероятно, отсутствие терригенного материала, нарушавшего прозрачность морской воды. То обстоятельство, что остатки эпифитоновых водорослей были встречены только в совершенно чистых по составу известняках говорит о том, что для их произрастания были благоприятны условия нормальной солености.

### *Строматолитовые известняки и доломиты*

Под строматолитами в настоящее время понимают весьма сложные карбонатные образования в виде микроволнистослоистых пластов и прикрепленных к субстрату куполов, караваев и колонок, характерной чертой которых является многократное повторение пары микрослоев. В данной работе мы не можем подробно охарактеризовать строматолитовые породы, так как они были нами изучены в поле недостаточно систематично, и при камеральной обработке в наших руках оказался более или менее случайный материал. Это в значительной мере было обусловлено отсутствием единой и простой методики описания строматолитов. Однако этот пробел в нашей работе может быть в значительной мере восполнен наличием большого количества специальных работ по нижнекембрийским строматолитам Сибирской платформы, проведенных крупнейшими специалистами по этому вопросу: В. П. Масловым, А. Г. Вологдиным, К. Б. Кордэ, И. К. Королюк. Ими написано большое количество специальных работ, в которых приведено описание многочисленных видов строматолитов, даны разнообразные принципы их классификации и сделаны общие выводы о природе строматолитов и условиях их образования.

Перед тем как перейти к краткому изложению фактического материала следует перечислить основные положения, к которым пришли указанные авторы.

1. Строматолиты это не собственно обывзвествленные синезеленые водоросли (как, например, эпифитоновые известняки), а лишь продукт их жизнедеятельности, хотя в образовании строматолитов нередко значительную роль играло химическое и механическое карбонатоосаждение. Каждая пара слоев является сезонной коркой нарастания. Один из слоев соответствует периоду максимальной вегетации, другой — периоду депрессионной вегетации (Кордэ, 1954).

2. Строматолиты образовывались не отдельными типами синезеленых водорослей, а, вероятно, целыми их сообществами. По-видимому, различие последних и обуславливало морфологические типы и структуры строматолитов, вследствие чего наблюдается значительное разнообразие форм этих стяжений (Маслов, 1953). В последнее время И. К. Королюк (1956) выдвинула положение, что «подобные по внешней форме строматолиты скорее всего явились результатом жизнедеятельности одних и тех же водорослей».

3. В противоположность второму положению некоторые исследователи считают, что формы и структуры строматолитов в большей степени зависят от окружающих их условий и они прежде всего должны рассматриваться «только как формы нарастания водорослевых колоний при соответствующих экологических условиях» (Криштофович, 1941). Принос терригенного вещества и соотношения между скоростью его накопления и скоростью роста водорослевой колонии, наличие или отсутствие движений воды, глубина бассейна, характер субстрата и многие другие факторы обуславливали ту или иную форму строматолита (Кордэ, 1954).

Из перечисленных нами основных положений ясно, что в настоящее время у различных исследователей нет еще единой точки зрения на причину роста того или иного типа строматолита.

По характеру построек среди строматолитов может быть выделено три основных формы, в чем мы полностью следуем схеме выдвинутой И. К. Королюк (1955) для нижнекембрийских строматолитов Иркутского амфитеатра, у которой в значительной степени заимствовано и приводимое ниже описание.

1. Пластовые строматолиты — строматолиты без четкого деления на колонии.

2. Желваковые строматолиты — скопления водорослевой текстуры, образующие отдельные тела, резко ограниченные от вмещающей породы.

3. Колонковые (столбчатые) строматолиты — водорослевые тела, образующие лепешковидные колонии, которые постепенно нарастая друг друга дают столбики различной формы и величины.

В пластовых строматолитах водорослевые слои имеют волнисто-микрослоистое (табл. XV, 4), а иногда и капустообразное строение. Они слагают пласты от нескольких сантиметров до нескольких метров мощностью, обычно очень хорошо выдержанные по простираемости, благодаря чему они часто являются маркирующими горизонтами. Среди пластовых строматолитов И. К. Королюк были выделены строматолиты типа *Stratifera*, *Irregularia*.

Строматолитовые породы первого типа состоят из микрослоев, образующих в вертикальном разрезе правильные волны, длиной и амплитудой не превышающие нескольких сантиметров. Чаще всего впадины и выпуклости имеют одинаковое развитие и унаследованный характер по вертикали. Смещение впадин и выпуклостей происходит за пределами десятков сантиметров. Породы легко раскалываются на микроволнистые плитки. При расколе по плоскостям напластования поверхность пород представляет собой весьма правильное сочетание бугров и впадин. Никакого обособления между буграми в виде резких изгибов слоев не наблюдается.

Пластовые строматолиты типа *Irregularia*, в отличие от предыдущих, состоят из сочетания различных причудливо-бугристых (капустообразных) и неправильно-волнистых микрослоев. Они, согласно данным И. К. Королюк, образуют бугры от 0,05 до 0,3 м. Для этого типа, так же как и для предыдущего, характерна непрерывная микрослоистость, покрывающая как бугры, так и впадины между ними (табл. XVI, 1).

В строматолитах желваковой формы водорослевые постройки образуют резко обособленные от вмещающей породы крупные тела до 0,2—0,5 м. Форма их может быть самой разнообразной (конусовидной, чашеобразной, шарообразной, караваяобразной), по которой выделяется три типа: *Paniscollenia*, *Colleniella*, *Collenia*.

В строматолитах столбчатой формы водорослевые постройки образуют простые, а иногда ветвящиеся столбики обычно небольшого размера (высота, как правило, в два—три раза превышает диаметр), отделенные друг от друга породой, не имеющей водорослевого строения (табл. XV, 5). Среди них И. К. Королюк выделяет девять типов строматолитов.

Разнообразные типы строматолитов отдельными индивидуумами встречаются очень редко и, как правило, образуют водорослевые тела в виде довольно мощных и значительных по занимаемой площади биостром, мелких онкоидов (табл. XVI, 3), а иногда и довольно крупных и сложно построенных биогерм. Обычно размер онкоидов не превышает 1,5—2 м в диаметре. Иногда они выпуклые, с высотой бугра до 0,5 м, иногда более или менее плоские, высотой до 10 см, разделенные относительно глубокими и крутыми желобами (табл. XVI, 2). Следующие друг за другом онкоиды или образуют как бы сплошной строматолитовый слой, или располагаются отдельными буграми (табл. XVI, 4, 5). Довольно часто встречаются крупные караваяобразные онкоиды, залегающие в виде изолирован-

ных тел среди неводорослевых пород (табл. XVI, 6). Более крупные биогермы, до нескольких десятков метров шириной и до нескольких метров высотой обычно сложены чрезвычайно разнообразными строматолитами, образующими целую серию более мелких онкоидов. Вокруг таких биогерм часто развиты седиментационные брекчии.

Любое строматолитовое тело выделяется из окружающих пород своей хорошо заметной микрослоистостью. Однако в некоторых караваеобразных онкоидах последняя видна очень плохо.

Под микроскопом строматолиты, если не вдаваться в подробности, имеют чрезвычайно однообразный характер. Обычно это микрослоистая порода, представленная чередованием тончайших карбонатных прослоев, причем более толстые прослои (0,4—0,5 мм) сложены тонко-мелкозернистым карбонатом, а более тонкие (в 0,05—0,15 мм) — микро-скрытозернистым (табл. XVII, 1). В мелкозернистых прослоях иногда встречается примесь мельчайших зернышек кварца, слюды, окислов железа и, по видимому, глинистого вещества, в то время как прослои тонкозернистого карбоната не содержат никакой примеси.

В некоторых образцах характер микрочередования более сложен. Прослойки скрытозернистой структуры то раздуваются в мощности, то совершенно нацело выклиниваются (табл. XVII, 2). Иногда вместо прослоя скрытозернистого карбоната имеется лишь тончайшая глинистая корочка. В ряде случаев первичная микрослоистость исчезает благодаря последующей перекристаллизации породы, и в результате последняя приобретает более или менее однородную мелкозернистую структуру; при этом о первичной строматолитовой текстуре породы можно догадаться лишь по внешней форме образования.

Очень часто строматолитовые породы окремнены. При этом во вмещающих строматолиты породах кремни могут не встречаться. Окремнение приурочено обычно к сводовым частям отдельных онкоидов, к местам резкого перегиба микрослоистости, где образуются либо отдельные желваки кремня, либо окремневают целые участки строматолитов (табл. XVII, 3). По периферии кремневых желваков иногда прекрасно сохраняется первичная водорослевая микрослоистость (табл. XVII, 4).

Химический состав строматолитовых пород, как правило, мало отличается от состава вмещающих пород, и в этом отношении наши данные не расходятся с выводом, сделанным В. П. Масловым (1953).

Из табл. 18 видно, что имеются как строматолитовые известняки, так и строматолитовые доломиты, причем и те и другие характеризуются большой чистотой состава и содержат не более 5% примеси другого карбоната. Эти породы содержат очень мало минерального нерастворимого остатка.

Строматолиты в нижнекембрийских отложениях распространены очень широко. Наиболее часто встречаются пластовые строматолиты. Они типичны для чарской и толбачанской свит на северо-западной окраине Алданского массива, для чарской, толбачанской и пестроцветной свит на окраинах Байкало-Патомского нагорья, для богатырской, введенской и ангарской свит на юге Иркутского амфитеатра и в Присаянье, для платоновской и костинской свит в Туруханском районе. Пластовые строматолиты образуют как целые слои, так и отдельные крупные караваеобразные онкоиды. Реже встречаются столбчатые строматолиты, образцы которых в настоящее время известны из пестроцветной свиты окраин Байкало-Патомского нагорья, из верхов ангарской свиты, из платоновской свиты.

Желваковые строматолиты в настоящее время описаны Е. А. Нечаевой (1945) и И. К. Королюк (1956) из верхов ангарской свиты, где они принимают участие в образовании сложнопостроенных биогерм.

Химический состав строматолитовых карбонатных пород (в %)

Свита	Местонахождение образца по реке	№ образца	Минеральный нерастворимый остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	С <sub>орг</sub>	Кальцит	Доломит	% доломитности карбонатов
Пестроцветная	Лена ниже с. Витима	363	4,92	0,32		3,55	88,42	96,0
»	Лена ниже г. Киренска	2226	3,02	2,36		94,57	0,00	0,00
Платоновская	Большая Шориха	781	9,00	0,44	0,04	83,72	4,74	5,50
Костинская	Нижняя Тунгуска	96	1,08	0,44	Нет	0,00	97,73	100,0
»	Сухая Тунгуска	376	2,20	0,60	Нет	1,84	94,36	98,0
»	Лена ниже г. Олекминска	739	1,84	0,28		97,05	0,00	0,00
Толбачанская	Толбачан	675	1,92	0,48		1,92	95,15	98,0
»	Мархачан	703	4,28	0,12		90,96	3,26	3,46
Чарская	Лена ниже г. Олекминска	186	0,42	0,28		96,13	3,18	3,21
»	Лена ниже г. Киренска	2113	0,70	0,32	0,03	5,24	93,08	95,0
»	Чара	18	0,52	0,33	0,10	99,63	0,24	0,25

Охарактеризовать более или менее подробно условия, в которых происходило образование строматолитовых пород, при той степени изученности их, которая существует в настоящее время, очень трудно. Водорослевый характер этих пород несомненно указывает на мелководность бассейна, в котором они отлагались. Для пышного расцвета флоры синезеленых водорослей необходимо хорошее проникновение солнечного света, т. е. небольшие глубины. Вероятно, росту строматолитов благоприятствовали относительно спокойные динамические условия среды, хотя возможно, что для различного типа строматолитовых построек они могли быть и несколько различны. Так, И. К. Королук (1955) считает, что пластовые строматолиты могли обитать в более спокойных условиях, чем менее устойчивые при волнениях столбчатые формы. Этим она объясняет наблюдающиеся иногда ассоциации пластовых строматолитов с седиментационными брекчиями и косою слоистостью, а столбчатых форм — с горизонтальной тонкой слоистостью во вмещающих породах.

Благоприятным обстоятельством для развития строматолитов являлся, по-видимому, незначительный принос в водоем обломочного терригенного материала. При резком увеличении поступления последнего, рост строматолитовых построек прекращался, что неоднократно наблюдалось нами в отдельных обнажениях (фиг. 37). Это обстоятельство указывает на то, что строматолитовые породы не были прибрежными образованиями, а отлагались в удаленных от берега, весьма мелководных участках моря.

Несомненно, что образование строматолитов могло происходить в условиях самой различной солености морской воды. Об этом говорит прежде всего различный минералогический состав слагающего их карбоната — то чистый известняк, то чистый доломит.

Изучение распространения строматолитовых пород в исследованных нами разрезах нижнекембрийских отложений показывает, что они приурочены к толщам чередования доломитовых и известковых пород или к чисто доломитовым толщам. Среди мощных пачек чистых известняков строматолиты, как правило, отсутствуют; нами также нигде не наблюдалось ассоциации их с остатками фауны, что указывало бы на нормальные условия солености в водоеме. С другой стороны, строматолиты встречены

в отложениях резко осолоненных водоемов в непосредственном соседстве с пластами каменной соли и сульфатных пород (Королюк, 1955). Таким образом, в изученных отложениях строматолиты явно тяготеют к частям бассейна, имеющим повышенную соленость. Интересно, что известково-доломитовые породы смешанного состава совершенно отсутствуют среди строматолитовых пород. Причины этого не ясны. Можно предположить,



Фиг. 37. Строматолит, засыпанный карбонатно-обломочным материалом (толбачанская свита, р. Амга)

что неустойчивые условия и частые колебания солености, способствовавшие появлению смешанных пород, мешали развитию водорослей, образовавших строматолиты.

*Онколитовые известняки, доломиты  
и известково-доломитовые породы*

Среди нижнекембрийских отложений широко распространены породы, сложенные преимущественно своеобразными карбонатными образованиями в виде желвачков различной формы и размеров, часто слоистого строения, называемыми онколитами. По мнению большинства исследователей, онколиты образуются, подобно строматолитам, в результате жизнедеятельности синезеленых водорослей. Вероятно, в их образовании участвуют также бактериальные и химические процессы осаждения карбонатов (Маслов, 1950, Рейтлингер, 1959). В настоящей работе мы совершенно не затрагиваем вопросы классификации и номенклатуры онколитов, которые являются еще менее разработанными и более спорными, чем для строматолитов, а описываем лишь особенности строения пород, сложенных онколитами. Описанию онколитов и других проблематических органических остатков из древних толщ (главным образом нижнего кембрия восточной части изученной нами территории) посвящена интересная работа Е. А. Рейтлингер (1959), в которой использован наряду с другим и собранный нами материал.

По внешнему виду онколитовые породы довольно разнообразны. В тех случаях, когда желвачки онколитов имеют относительно большие размеры, породы очень похожи на обломочные карбонатные образования — мелкогалечниковые конгломераты или карбонатные песчаники (табл. XVIII, I), а иногда почти не отличимы от пород оолитовой структуры. Наиболее часто онколитовые известняки или доломиты представляют собой плотные тонкозернистые или афанитовые породы, кажущиеся совершенно однородными по структуре, но обладающие характерной неровной окраской: на сером или коричневатом-сером фоне видны многочисленные очень мелкие более светлые или более темные пятнышки — крапинки. Иногда

встречаются разности, внешне не отличимые от обычных афанитовых известняков. Сложение описываемых пород чаще всего массивное, но изредка встречаются и плитчатые разности.

Микроскопическое изучение онколитовых пород показывает, что они состоят из онколитов и цементирующего их карбонатного материала. Размеры онколитовых образований колеблются обычно от 4—5 до 0,1 мм, чаще всего от 0,5 до 1 мм. При этом в большинстве случаев в одном и том же шлифе присутствуют онколиты самых различных размеров.

Форма и строение онколитов очень разнообразны, как это можно видеть на приводимых микрофотографиях (табл. XVIII, 2, 3, 4; табл. XIX, 1, 2, 3 и 6; табл. XX, 1 и 2). Е. А. Рейтлингер разделяет их на две большие группы: концентрически-слоистые образования и узорчатые образования. Простейшими элементами структуры второй, наиболее распространенной группы являются микросгустки и комочки скрытозернистого карбоната, которые группируются различным образом и создают самые разнообразные структуры. Так, например, Е. А. Рейтлингер различают комковатые структуры, представленные более или менее однородными по форме и размерам округлыми тельцами, мозаичные структуры, в которых тельца имеют угловатую форму, иероглифные структуры, представленные неоднородными по форме и размерам сгустками и участками, и ряд других структур.

Концентрически-слоистые онколиты иногда бывают очень похожи на оолиты и отличить их друг от друга часто очень трудно, как это уже указывал В. П. Маслов (1952, 1955). В качестве критерия для решения этого вопроса мы принимаем строение центров—оболочек. Для оолитов мы считаем типичным строгую параллельность центров друг другу и неизменность толщины каждого отдельного центра на всем его протяжении. В онколитах же, отдельные слоечки нередко выклиниваются или местами раздуваются. Как правило, в поперечном сечении оолиты имеют правильную круглую или несколько вытянутую, овальную форму, тогда как для онколитов характерны неправильные очертания. Несмотря на эти различия, не всегда бывает возможно в каждом отдельном случае различить эти образования, тем более что они нередко встречаются вместе.

Как уже упоминалось, онколиты сложены, как правило, скрытозернистым карбонатом, иногда в той или иной степени перекристаллизованным, и находятся в карбонатном цементе. Относительное количество онколитов и цемента бывает самым различным, но чаще цемент преобладает или составляет около 50% породы. Структуры цемента весьма разнообразны. Наиболее редко встречается скрытозернистый или микрозернистый цемент (табл. XVIII, 4), чаще — тонкозернистой (табл. XVIII, 5 и табл. XIX, 3) и мелкозернистой структуры и наиболее распространены породы с разнотельным цементом. Нередко наблюдается крустификационная структура, но только в цементе кальцитового состава. В этом случае кальцит в виде корочек нарастания, сложенных удлиненными кристаллами, облекает каждый онколит и полностью заполняет пространство между онколитами (табл. XVIII, 6, и табл. XX, 1).

По минералогическому составу онколитовые породы могут быть как чистыми известняками или чистыми доломитами, так и смешанными известково-доломитовыми породами с любым относительным количеством кальцита и доломита. Наиболее распространены известняки, затем смешанные породы, и относительно реже встречаются чистые доломиты. Так из 120 изученных нами образцов онколитовых пород 45% составляют известняки, 33% смешанные породы и 22% доломиты. Как видно из прилагаемых таблиц химических анализов (табл. 19 и 20), онколитовые известняки и доломиты представляют собой чистые мономинеральные породы с

## Химический состав онколитовых известняков (в %)

Свита	Местонахождение образца	№ образца	Минеральный нерастворимый остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Кальцит	Доломит	
Пестроцветная Малыканская пачка пестроцветной свиты	Лена ниже г. Киренска	2224	1,96	0,12	96,34	0,48	
	Лена ниже г. Олекминска	1051	<1	<0,5	97,53	0,88	
	Эльгянская	Жуя	293	4,43	0,65	93,75	0,77
	Толбачанская	Лена ниже г. Киренска	2123	1,04	Нет	99,98	Нет
		» » »	2014	0,74	1,28	99,03	Нет
		» » »	2018	1,32	0,06	97,16	1,68
		» » »	2114	1,78	0,20	94,01	3,34
		» Лена близ с. Нохтуйск	628	0,68	0,22	97,11	1,97
		» Чара	388a	1,06	0,10	99,18	0,96
		» Русскоречкинская скв.	383	0,84	0,52	90,94	6,73
» Ангара		207-P	1,12	0,16	97,54	1,68	
» »	184-P	0,34	0,04	99,03	Нет		
» »	17-P	0,52	Нет	98,74	Нет		
» »	183-P	2,80	0,26	96,73	0,87		
Олекминская	Лена ниже г. Олекминска	322	0,72	0,2	89,51	10,67	
Чарская	Лена ниже г. Киренска	2107	0,46	Нет	99,97	Нет	

Таблица 20

## Химический состав онколитовых доломитов (в %)

Свита	Местонахождение образца	№ обр.	Минеральный нерастворимый остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Кальцит	Доломит
Пестроцветная	Лена ниже г. Киренска	2228	1,32	0,44	2,03	94,36
	» Лена ниже г. Витим	361a	3,38	0,36	3,34	93,08
	» Лена ниже г. Олекминска	804	2,28	0,48	2,44	94,03
	» » »	762	13,68	0,76	1,38	83,84
	» Туруханский район	319	3,96	1,11	0,86	93,58
» » »	360	2,40	0,73	3,56	91,39	
Толбачанская	Тея	1248	0,82	0,38	0,61	98,04
	»	1285	1,16	0,44	2,21	95,37
	» Русскоречкинская скв.	357	5,08	0,52	3,81	87,54

незначительной примесью соответственно доломита или кальцита. Содержание минерального нерастворимого остатка в общем незначительно, но непостоянно и колеблется от долей процента до 5—13%. Повышенное содержание его обычно связано с присутствием алеволитовых или песчаных частиц, а не с примесью глинистого материала.

Онколитовые породы различного состава почти совершенно не отличаются друг от друга по строению онколитов и структурам пород, и иногда их можно различить лишь при помощи химического анализа или окрашивания шлифов. Так, например, обр. № 246 (табл. XVIII, 5) и обр.

№ 629 (табл. XIX, 6) слагаются одним и тем же видом онколитов и очень похожи друг на друга, тогда как первый из них является чистым известняком, а второй содержит 51% доломита и 49% кальцита. Однако при внимательном изучении имевшегося у нас значительного материала можно подметить, что некоторые особенности структур чаще встречаются в известняках, а другие в доломитах. Так, например, в доломитах относительно реже сохраняется скрытозернистая структура онколитов (табл. XIX, 1), обычно они в той или иной степени перекристаллизованы. На прилагаемых таблицах микрофотографий можно видеть различные степени этой перекристаллизации от частичной до полной, когда порода макроскопически и под микроскопом имеет совершенно однородную мелкозернистую структуру и очертания онколитов угадываются лишь по тонким более темным каемкам (табл. XIX, 2, 3, 4 и 5). Аналогичные явления перекристаллизации встречаются, конечно, и в известняках, но менее широко распространены, чем в онколитовых доломитах.

Таблица 21

Химический состав онколитовых известково-доломитовых пород (в %)

Свита	Местонахождение образца по разрезу	№ образца	Минеральный нерастворимый остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Кальцит	Доломит
Пестроцветная	Лена близ с. Нохтуйск	595	4,46	1,46	23,22	68,67
Эльганская	Лена ниже г. Олекминска	484	1,16	0,32	24,23	73,96
»	» » »	472	1,12	0,34	77,92	16,69
Толбачанская	Лена близ с. Нохтуйск	629	0,56	0,14	48,89	51,45
Олекминская	Лена ниже г. Киренска	2093	0,40	0,22	13,49	84,96
»	Ангара	19-Р	2,28	0,36	82,55	13,67
»	»	163-Р	1,20	0,22	77,00	21,10

Следует подробнее остановиться на смешанных известково-доломитовых онколитовых породах (табл. 21). В одних случаях мы встречаем доломитовые онколиты в кальцитовом цементе, в других кальцитовые онколиты в доломитовом цементе, и, наконец, наиболее часто наблюдается различного типа доломитизация онколитовых известняков. В первых двух случаях кальцитовые или доломитовые онколиты (табл. XVIII, 3 и табл. XIX, 2), скрытозернистые или более или менее перекристаллизованные, находятся в разномзернистом, мелкозернистом или крустификационном цементе другого состава. Нами не было встречено образцов, где бы цемент имел микро- или скрытозернистую структуру. В некоторых из них доломитовые онколиты находились в явно вторичном кальцитовом цементе, образующем очень крупные одинаково ориентированные монокристаллы, благодаря чему порода имела характерный стеклянный блеск и ступенчатый излом.

Доломитизация онколитовых известняков происходила различными способами. Весьма интересна широко распространенная избирательная доломитизация онколитов, совершенно не затрагивающая кальцитовый цемент. Кальцитовые онколиты замещаются частично или полностью мозаикой тонко- или мелкозернистого доломита, зерна которого обычно имеют более или менее правильную ромбическую форму. При этом ни одного ромба доломита нельзя обнаружить в цементе, который часто в этих случаях имеет крустификационную структуру. Нередко в одном и том же шлифе можно видеть и полностью доломитизированные и совершенно неизмененные онколиты (табл. XX, 1 и 2).

Другой тип доломитизации затрагивает в одинаковой мере онколиты и цемент. Здесь можно различить прежде всего часто встречающуюся доломитизацию по сутурам. При этом крупные хорошо образованные ромбы доломита располагаются вдоль сутурной линии, пересекающей онколиты и цемент (табл. XX, 3). Наблюдаются также отдельные изолированные крупные ромбы доломита, рассеянные в онколитовом известняке (табл. XX, 4), или доломитизация целиком небольших участков породы.

Онколитовые карбонатные породы распространены в нижнекембрийских отложениях очень широко. Обычно они встречаются в виде прослоев среди других типов пород, чаще всего афанитовых известняков, и лишь изредка образуют более мощные пачки, как, например, в эльгянской свите и в известняковой пачке пестроцветной свиты на окраинах Байкало-Патомского нагорья. Они присутствуют в карбонатных толщах всех изученных стратиграфических горизонтов и в максимальных количествах наблюдались нами в эльгянской и олекминской свитах<sup>1</sup>.

Приведенная выше характеристика состава, строения и структур онколитовых пород позволяет судить о некоторых особенностях условий их образования. Господствующее в литературе мнение, что онколиты образуются в результате жизнедеятельности синезеленых водорослей, заставляет предполагать для этих образований, как и для строматолитовых пород, незначительную глубину бассейна, на дно которого проникало достаточное количество света. Для образования описываемых пород было необходимо также движение воды, достаточно сильное для того, чтобы поворачивать начинающие расти онколитовые желвачки и способствовать их обрастанию со всех сторон. Подтверждением этого может служить часто наблюдающаяся связь онколитовых пород с карбонатными галечками и оолитами.

Онколитовые породы почти никогда не ассоциируются с строматолитовыми породами. Это объясняется, по-видимому, тем, что для образования последних требуются более спокойные динамические условия среды.

Наличие онколитовых пород различного состава и в особенности присутствие одних и тех же видов онколитов в чистых известняках и чистых доломитах говорит как будто о том, что для их образования условия солёности бассейна не имеют значения. Однако общее распределение онколитовых пород в различного типа разрезах показывает, что они, подобно строматолитам, почти отсутствуют как в чисто известняковых толщах с богатым и разнообразным комплексом фауны, так и в соленосных толщах. Наибольшего расцвета онколиты достигают в свитах, характеризующихся обедненным или явно угнетённым комплексом фауны.

Особенности структуры онколитовых пород говорят о сравнительно более широком распространении в них процессов перекристаллизации и доломитизации, чем в других типах карбонатных пород. Как мы видели, цемент их почти всегда перекристаллизован. Вряд ли можно сомневаться, что первично он был микро- или тонкозернистым. Очень часто перекристаллизованы и сами онколиты. Объяснением этому, вероятно, является первичная неоднородность породы, состоящей из онколитовых желвачков и цементирующего карбоната, а также неоднородная обогащённость породы органическим веществом, концентрировавшимся в онколитах. Последним обстоятельством объясняется и явление избирательной доломитизации онколитов, происходившей по схеме, которую мы пытались применить для объяснения происхождения пятнистости известняков олекминского типа (стр. 95).

---

<sup>1</sup> Мы не имели материала из толбинской свиты Алданского массива, где онколитовые породы, судя по литературным данным, широко развиты.

В нижнекембрийских отложениях изученной нами территории обломочные карбонатные породы представлены главным образом разнообразными брекчиями. Карбонатные конгломераты встречаются очень редко, а более мелкий, псаммитовый, карбонатный обломочный материал, как правило, не образует самостоятельных прослоев и наблюдается лишь в виде примеси в описанных выше оолитовых, онколитовых и детритусовых известняках и доломитах.

### *Карбонатные брекчии*

Карбонатные брекчии в описываемых нами отложениях пользуются достаточно широким развитием и представляют, несомненно, значительный интерес для фациального анализа. Однако детальное изучение этих пород и в особенности решение вопросов о генезисе некоторых их типов, связаны с большими трудностями. В большинстве случаев для суждения об условиях образования брекчий (особенно мощных) необходимо прослеживание их на значительном расстоянии по простиранию, что редко удается по условиям обнаженности. Благодаря своей неоднородности брекчии легче, чем окружающие породы, поддаются выветриванию, становятся более рыхлыми, отчего обычно хуже обнажены, а их первоначальная структура и состав часто сильно маскируются различными вторичными процессами.

Первое описание этих пород на материале нижнекембрийских отложений Приангарья было дано В. П. Масловым (1940). Им классифицированы некоторые типы брекчии и сделаны выводы об условиях их образования. В приводимом ниже описании наиболее характерных разновидностей изученных нами пород мы пользовались классификацией, данной им в этой работе и в ранее опубликованной статье (Маслов, 1938).

### Сингенетические карбонатные брекчии

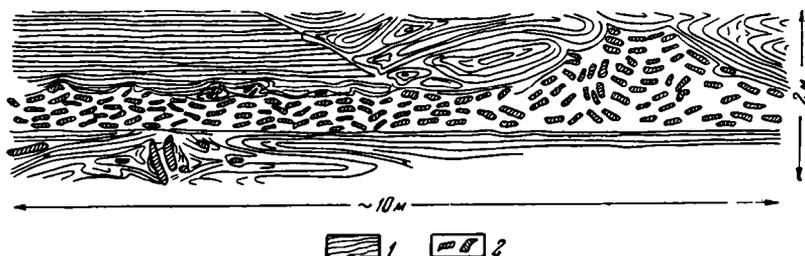
Среди карбонатных брекчий сингенетического происхождения в изученных нами отложениях можно выделить несколько разновидностей, отличающихся друг от друга строением породы, условиями залегания и происхождением.

1. Весьма характерной разновидностью является брекчия, встреченная в синской свите на востоке северного склона Алданского массива. Здесь, среди пачки сланцеватых и плитчатых битуминозных известняков, в которых прекрасно видны следы подводно-оползневых смятий, детально описанные К. К. Зеленовым (1955<sub>2</sub>, 1957), залегает брекчированный пласт, невыдержанный по мощности (от 0,1 до 2 м). В последнем обломки плиток плотных кофейно-коричневых афанитовых известняков сцементированы сходным известковым цементом (фиг. 38). На раздутом участке пласта в расположении плиток легко прослеживаются широкие причудливые петли и лежащие складки. Кроме того, многие плитки (особенно в кровле пласта) надвинуты друг на друга, смяты, согнуты и разорваны. Согнутая плитка толщиной около 3 см образует иногда острый угол (до 60°). При этом целостность плитки нарушается только тем, что в месте сгиба с наружной стороны появляются широкие, но неглубокие (до половины толщины плитки) трещины разрыва.

Описанный характер обломков и условия залегания брекчии показывают с несомненностью, что эта порода образовалась при подводном оползании еще не полностью литифицированных и сохранивших некоторую пластичность известняков.

2. Следующая разновидность — брекчии, встречающиеся около строматолитовых биогерм. Они обычно весьма маломощны и сравнительно узкой полосой окаймляют некоторые строматолитовые образования.

Некоторые из этих брекчий образовались также в результате оползания еще не затвердевшего, только что отложившегося осадка с отдельных строматолитовых куполов, как это можно наблюдать в отложениях платоновской свиты. Обломки в них часто пластично деформированы, плотно прилегают друг к другу, образуя единую монолитную породу (табл. XXI, 1).



Фиг. 38. Подводно-оползневые брекчии в синской свите

1 — черный сланцеватый известняк; 2 — обломки афанитового известняка

Со строматолитовыми биогермами связаны обычно не оползневые брекчии, а брекчии, образованные в результате непосредственного разрушения биогерм еще в период их роста. Прекрасный пример таких брекчий можно найти в толбачанской свите на р. Амге. Здесь период разрушения отдельных онкоидов сменялся периодом дальнейшего их роста и снова периодом разрушения. Подобные брекчии, по-видимому, встречаются во всех отложениях, где наблюдается широкое развитие строматолитовых биогерм.

3. Близки к описанным выше маломощные внутриформационные брекчии, переходные к внутриформационным конгломератам. Образование их было связано с небольшими размывами нижележащих отложений, которыми иногда, возможно, предшествовали короткие периоды осушения отдельных участков морского дна. Типичным ее представителем является брекчия в основании еланской свиты, где среди известково-глауконитового цемента плавают обломки светлого доломита (табл. XXI, 2).

Некоторые из этих брекчий наряду с карбонатными обломками содержат и остроугольные обломки кремней.

4. Последней разновидностью сингенетических брекчий являются мощные (десятки и до 100 м) пластовые брекчии, встреченные в ряде свит по восточной и северной окраинам Байкало-Патомского нагорья. О характере этих пород можно судить по описанию брекчии, залегающей в основании чарской свиты и наблюдавшейся лучше всего в обнажении на правом берегу р. Чары ниже с. Еремеевка. Брекчия эта состоит из обломков плитчатых пород: в нижней части из светло-серых тонкокристаллических доломитов, близких к пелитоморфным, выше — из более темно-серых тонкокристаллических известняков, а в самом верху среди обломков встречаются доломиты и известняки. Обломки пород сцементированы незначительным количеством мелкокристаллического темно-серого известняка. Часто цемент почти отсутствует и плитки лишь разбиты многочисленными тонкими трещинами, по которым отдельные кусочки породы несколько смещены друг относительно друга. В других местах смещение значительное, и по крупным кускам плиток, на поверхности выветривания которых заметна тонкая слоистость, можно хорошо видеть различную ориентировку обломков разного размера. Встречаются и целые участки слоев длиной

в несколько метров, толщиной до 0,5—1,0 м, сохраняющие нормальное залегание или несколько смещенные, переходящие по простиранию в брекчию. Обломки пород совершенно неокатанные, остроугольные. В самой брекчии, несмотря на ее массивность, намечается некоторое подобие толстой слоистости. В верхней части брекчии наблюдается переслаивание ее пластов с нормально-залегаящими слоями известняков и доломитов.

Наблюдения над рядом других обнажений, вскрывающих нижнюю часть чарской свиты в этом районе, показывают, что описанная брекчия по простиранию местами переходит в ненарушенную толщу, сложенную плитчатыми доломитами и известняками, из которых состоит брекчия. Аналогичные по строению мощные брекчии наблюдались нами в ряде пунктов на р. Лене: в основании чарской свиты (близ устья р. Большой Хадар и близ с. Мухтуя), в середине олекминской свиты (в Нохтуйском разрезе) и в тинновской свите. К сожалению, в этих местах они не прослежены по простиранию.

Условия образования описанных мощных брекчий значительно менее ясны, чем трех предыдущих разновидностей. На морское сингенетическое их происхождение указывает прежде всего их пластовое, согласное с подстилающими и покрывающими слоями залегание и наблюдающееся иногда переслаивание с ненарушенными породами. Об этом же говорит и явно седиментационный характер цемента, часто почти неотличимого от пород обломков, и ряд описанных выше признаков. Однако представить себе механизм образования этих мощных толщ очень трудно. Может быть, можно предположить, что здесь произошло некоторое раздробление (возникновение трещиноватости) уже вполне литифицированных осадков под влиянием интенсивной сейсмической деятельности. В субаквальных условиях трещиноватость или «залечивалась» продолжавшим отлагаться карбонатным материалом, или эти породы взламывались при сильных движениях воды, возможно волнами типа цунами, и образовывали несортированную брекчию.

### Эпигенетические карбонатные брекчии

Второй тип карбонатных брекчий — эпигенетические брекчии карстового происхождения. По своему внешнему виду, характеру и величине обломков они иногда очень похожи на некоторые седиментационные брекчии, и в решении вопроса об их генезисе приходится основываться главным образом на условиях их залегания, взаимоотношениях со вмещающими породами и некоторых особенностях состава. В большинстве случаев карстовые брекчии образуют локальные участки самого различного размера, иногда очень крупные, залегающие в виде секущих тел среди нормально слоистых пород. По сравнению с седиментационными брекчиями цемент их, как правило, менее однородный и в нем значительную роль играет вторичный крупнокристаллический кальцит. Весьма характерно присутствие в этих брекчиях большого количества остроугольных обломков кремней, иногда так переполняющих породу, что образуется разновидность карбонатно-кремневой брекчии (табл. XXI, 5). По характеру и положению карстовых брекчий в разрезе, среди них можно выделить несколько разновидностей, отличающихся друг от друга временем и условиями образования.

Одной из широко распространенных разновидностей являются брекчии, образование которых связано с выщелачиванием из разреза галогенно-карбонатных толщ каменной соли и гипса в результате циркуляции пластовых вод. Это приводило к образованию крупных карстовых пещер, обрушению их кровли и раздроблению проседавших карбонатных



Фиг. 39. Брекчия в олекминской свите, р. Лена ниже г. Киренска

прослоев. К такому типу, вероятно, относятся брекчии чарской и толбачанской свит, развитые на северо-западном склоне Алданского массива (табл. XXI, 3).

Вполне понятно, что для этих брекчий характерна стратиграфическая приуроченность к определенным частям разреза, наиболее обогащенным сульфатным материалом, а так же некоторая их выдержанность на площади.

Второй разновидностью являются карстовые брекчии, образование которых было связано с выщелачиванием самих карбонатных пород. Обычно они образуют крупные тела довольно неправильной, иногда штокообразной формы, залегающие среди нормально слоистых толщ. Размеры этих тел часто превышают десятки метров. Часто можно наблюдать, как целая серия пластов значительной мощности переходит в подобную брекчию.

Обломки пород в карстовых брекчиях иногда достигают 1—2 м (фиг. 39). В некоторых обнажениях видно, что к одному стратиграфическому уровню приурочена целая серия линз подобных брекчий. В олекминской свите на северо-западной окраине Байкало-Патомского нагорья развитие подобных брекчий приурочено к определенному стратиграфическому уровню не только в пределах одного обнажения, а в целом ряде обнажений. Кроме олекминской свиты, такого рода брекчии были встречены в ряде мест на Байкало-Патомском нагорье в толбачанской свите.

Вероятно, что образование таких брекчий связано с деятельностью внутрипластовых вод. Наблюдаемое в ряде мест залегание непосредственно ниже них хорошо выдержанных по простирацию пластов более глинистых пород может в какой-то мере объяснить приуроченность таких брекчий иногда к определенному стратиграфическому уровню.

Третья разновидность — брекчии, образование которых было связано с предверхнекембрийским карстом, когда различные горизонты ниже-

кембрийских карбонатных пород были выведены на долгое время из под уровня моря (табл. XXI, 4, б). Такого рода брекчии были встречены в целом ряде районов, в различных горизонтах непосредственно ниже верхнекембрийских красноцветных отложений и, само собой разумеется, никакого стратиграфического значения не имеют. В ряде случаев можно наблюдать непосредственное наложение предверхнекембрийского карста на первично брекчированные толщи.

Последнюю разновидность представляют брекчии, связанные с современными карстовыми процессами, иногда приводящими к образованию небольших карстовых воронок, встречающихся на водоразделах, которые в ряде случаев заполнены водой. Современные карстовые процессы развиты чрезвычайно широко среди нижнекембрийских карбонатных пород, но особенно резко они проявляются среди уже брекчированных пород, маскируя их первичный облик.

Остановимся на причине обогащения эпигенетических брекчий кремнями. Правда, кремни иногда встречаются и в сингенетических брекчиях, поскольку подвергавшиеся раздроблению породы содержали кремневые конкреции. Но в эпигенетических брекчиях несомненно происходило относительное обогащение породы кремнями за счет выноса более легко растворимых карбонатов. Кроме того, часть кремней в них образовалась при эпигенетическом окремнении обломков карбонатных пород под влиянием растворов, обогащенных кремнеземом и проходивших по более рыхлой, чем окружающие породы, брекчии. Это подтверждается наблюдениями В. П. Маслова (1940), встречавшего обнажения брекчий, покрытые с поверхности кремневой коркой.

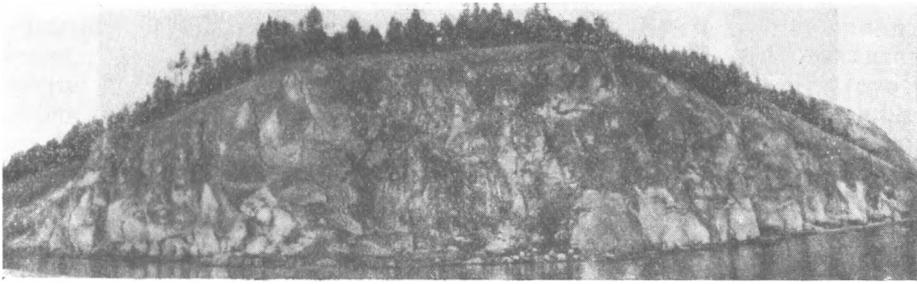
Помимо перечисленных выше двух типов карбонатных брекчий, некоторое развитие имеют тектонические карбонатные брекчии, встреченные среди достаточно сильно дислоцированных нижнекембрийских отложений по окраинам Байкало-Патомского нагорья.

## ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

### *Доломиты замещения*

К этой группе можно отнести весьма разнообразные доломиты, по структуре часто мало отличающиеся от описанных выше групп хемогенных доломитов. Характерной и определяющей чертой эпигенетических доломитов является замещение ими крупных участков толщ, сложенных различными карбонатными породами (как доломитами, так и известняками) с сохранением первичной текстуры пород. Наличие в них остатков организмов, таких же, как и в известняках, вторая их характерная черта.

Наиболее ярко вторичная доломитизация развита в олекминской свите на северо-западной окраине Байкало-Патомского нагорья, на участке между г. Киренском и устьем р. Витим. Здесь можно наблюдать проявление этого процесса в различных масштабах. В одних случаях доломитизация захватывает, по-видимому, целиком свиту мощностью более 150 м от подошвы до кровли. В других случаях сплошной доломитизации подвергалась только нижняя часть свиты, а верхи разреза представлены типичными для олекминской свиты пятнистыми и онколитовыми известняками, содержащими лишь отдельные сравнительно мелкие (обычно порядка нескольких метров) вторично доломитизированные тела. Последние расположены в известняках беспорядочно (фиг. 40). Форма таких тел обычно совершенно неправильная. Граница их с известняками бывает двух типов. Иногда она резкая и прямолинейная, как бы идущая по трещине (фиг. 41), но в других местах это же доломитовое тело может постепенно переходить в известняки. Подобная доломитизированная пачка известняков, имеющая



Фиг. 40. Доломитистые участки (светлое), сложенные эпигенетическим доломитом замещения среди известняков олекминской свиты.  
Обн. № 4, р. Лена, левый берег ниже г. Киренска

около 40 м мощности, была встречена в обнажении на левом берегу р. Лены у Соколиной горы (ниже г. Киренска), а также на участке р. Лены примерно между с. Кондрашино и устьем р. Ичеры. Как уже было указано, в обнажениях выше с. Кондрашино, а также у устья р. Ичеры верхняя частично доломитизированная пачка сменяется книзу довольно мощной пачкой карбонатной брекчии и еще ниже пачкой сплошных доломитов, совершенно аналогичных слагающим сверху отдельные более мелкие тела. Эти доломиты в соседних обнажениях, по-видимому, резко раздвигаются в мощности и у устья р. Бобошиной, в районе урочища «Щеки», а также ниже д. Паршино целиком слагают всю олекминскую свиту. Таким образом, протяженность этой огромной линзы доломитизированных пород насчитывает около 200 км (считая от устья р. Бобошиной до д. Паршино) при видимой мощности от 8 (устье р. Ичеры) до 160 м.

В западной части северной окраины Алданского массива, среди отложений олекминской свиты, сложенных пятнистыми известняками, вторичные доломиты были встречены на р. Лене только на участке между устьем р. Амбардах, где они слагают весь ее разрез, и устьем р. Хара-Балык, где ими представлена лишь верхняя половина толщи. Расстояние между этими обнажениями около 10 км. В районе р. Хара-Балык видно постепенное замещение пятнистых известняков доломитами снизу вверх по разрезу.

На р. Амге, на протяжении более 50 км олекминская свита целиком сложена доломитами, аналогичными доломитам, встреченным на р. Лене, и также содержащими обычный для свиты комплекс фауны.

Кроме олекминской свиты, вторичные доломиты были встречены в верхах кетеминской свиты, где они слагают выдержанную по простиранию пачку («титаринский горизонт») от 40 до 60 м мощностью. Здесь прекрасно можно наблюдать постепенный переход между доломитами и нижележащими породами кетеминской свиты, что было отмечено при описании разрезов.

Небольшие вторично доломитизированные тела, аналогичные по своим размерам и характеру описанным в олекминской свите на северо-западной окраине Байкало-Патомского нагорья, были встречены в этом же районе среди известняков толбачанской и пестроцветной свит.

В зависимости от характера первичной породы, которую доломиты замещают, внешний вид их меняется. Окрашены доломиты замещения обычно в светло-серые, светло-коричневые и желтые тона. Для многих из них характерна различная пятнистость и полосчатость. По сравнению с первичными ярко пятнистыми доломитистыми известняками олекминской и кетеминской свит, пятнистость в доломитах гораздо более бледная и часто плохо заметная. Аналогично первичным породам доломиты часто



Фиг. 41. Доломитизированный участок (светлое) среди темных известняков верхней пачки олёкминской свиты. Левый берег р. Лены ниже г. Киренска (Соколиная гора)

имеют массивный облик, давая в обнажениях отвесные гладкие стены. В большинстве случаев они плотные, хотя некоторые из них пористы, кавернозны и внешне очень напоминают яснокристаллические пористые доломиты, описанные ранее.

В шлифах структура доломитов самая различная и во многом зависит от структуры исходной породы, которая может быть очень сложной, как, например, в случае онколитовых и пятнисто-онколитовых доломитистых известняков. Различить в шлифе доломит разных генераций в таком случае иногда очень трудно и структура породы бывает чрезвычайно неоднородной, разнозернистой (табл. XXII, 1). В других случаях наблюдается четкое различие между доломитом диагенетических пятен, сохраняющим обычную для него мелко- или мелкозернистую мозаичную структуру с полигональной и ромбической формой зерен, и доломитом, вторично замещающим участки микрозернистого известняка. Эти участки иногда, по-видимому, целиком замещаются доломитом с сохранением прежней микрозернистой структуры без всякой перекристаллизации вещества. Чаще же среди микрозернистого доломита находятся беспорядочно ориентированные более крупные кристаллы доломита с очень характерной удлинённой занозистой формой зерен (табл. XXII, 2), которые могут целиком заместить микрозернистый доломит, образовав участки с тонкозернистой «войлочной» структурой (табл. XXII, 3).

В случае полной доломитизации пятнистых известняков кетеминской свиты среди тонкозернистого доломита, заместившего известняк, хорошо различаются прослойки диагенетического среднезернистого доломита по сугурам (табл. XXII, 4).

Таким образом, при вторичной доломитизации диагенетически-пятнистых доломитистых известняков первичная разница между размерностью зерен карбоната в диагенетических пятнах и в основной массе породы в большинстве случаев сохраняется.

Возможно, что это является лишь первым этапом преобразования вещества, после которого происходила дальнейшая перекристаллизация породы с образованием однородных мелко- и среднезернистых структур, совершенно схожих с описанными в группе хемогенных яснокристаллических пористых доломитов (табл. XXII, 5, 6). Процесс вторичной доломитизации всегда проходит очень полно и, как видно из табл. 22, в результате получаются чистейшие доломиты, мало чем отличающиеся от первичных хемогенных доломитов. Отдельные образцы доломитов с повышенным содержанием кальцита были встречены лишь в зонах, переходных к известнякам.

Таблица 22

Химический состав эпигенетических доломитов замещения (в %)

Свита	Местонахождение образца по реке	№ образца	Минеральный нерастворимый остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сорг	Кальцит	Доломит
Олекминская	Амга	784	0,56	0,36	0,74	3,10	94,80
»	»	783	1,36	0,20	0,10	5,86	91,72
»	»	782	0,80	0,32	0,19	2,32	96,02
»	»	681	0,84	1,18		3,14	94,60
»	»	682	0,82	0,34		1,15	97,93
»	»	683	0,60	0,16		3,31	95,52
»	»	746	0,44	0,28		2,48	97,05
»	Лена ниже г. Киренска	2058	0,32	0,08		1,07	98,17
»	» » »	2271	3,44	0,28		7,73	87,80
»	» » »	2067	0,26	0,18		0,65	97,89
»	» » »	2139	3,18	0,18		5,58	89,94
»	Лена ниже г. Олекминска (р. Хара-Балык)	454	0,72	0,24		3,47	94,45
Кетеминская	Лена ниже с. Синского	149	0,78	0,41		3,18	95,13
»	» » »	156	0,76	0,40		3,36	95,15
Среднее . . . .			1,06			3,31	94,72

Характер строения и условия залегания описанных доломитов не оставляют сомнения в их более позднем, чем диагенетическое, происхождении. Во всех описанных случаях проявляется процесс более поздней вторичной доломитизации. Очевидно, что эта доломитизация произошла после накопления всей толщи и литификации осадка, т. е. в стадию эпигенеза.

В настоящее время по имеющемуся у авторов материалу трудно решить вопрос, как шла эта доломитизация и, в частности, откуда бралось необходимое для нее количество магния. Однако при подходе к решению этого вопроса следует учитывать, что уже к моменту литификации неизменные породы этих толщ обладали значительной (до 40%) доломитностью.

Одним из возможных указаний на причину доломитизации может быть наблюдаемая в ряде случаев определенная связь доломитизированных участков с мощными (до 50 м) карбонатными брекчиями карстового типа. Последние широко развиты как в самой олекминской свите на уча-

стке между г. Киренском и р. Витим, так и над ней (чарская свита в обнажении Соколиная гора ниже Киренска, низы чарской свиты на северо-западной окраине Алданского массива). В большинстве своем эти брекчии имеют явно карстовое происхождение и образование их, вероятно, связано как с поверхностным, так и с внутрипластовым выщелачиванием карбонатных пород. В ряде случаев они образовывались в период между нижним и верхним кембрием. Возможно, что частично выщелоченный из горизонтов брекчий доломит шел на доломитизацию нижележащих толщ. С другой стороны, появившиеся в разрезе мощные сильнокаверзные горизонты брекчии могли в течение верхнего палеозоя являться коллекторами большого количества высоко-минерализованных вод, откуда магний мог проникнуть и в соседние толщ.

## СОЛЯНЫЕ (СУЛЬФАТНЫЕ И ГАЛОИДНЫЕ) ПОРОДЫ

Среди нижнекембрийских отложений Сибирской платформы эта группа пород представлена ангидрито-доломитами, ангидритами, гипсами и каменной солью. Перечисленные породы тесно связаны между собой постепенными переходами и также постепенно переходят в уже описанные нами хемогенные доломиты. Они широко развиты на северо-западе Алданского массива (в пределах Березовской впадины), во внутреннем поле Иркутского амфитеатра и на юго-восточной окраине Енисейского кряжа в отложениях Журиинского подъяруса толбачанского и кетеминского горизонтов. Благодаря легкой растворимости соляные породы, за исключением гипсов, почти не встречаются в естественных обнажениях, и в нашем распоряжении для их изучения имелся лишь незначительный каменный материал из кернов Наманинской и Рускоречкинской буровых скважин.

### *Ангидрито-доломиты*

Ангидрито-доломиты представляют собой плотную однородную афанитовую породу с типичным раковистым изломом. Окраска их, как правило, серая, реже темно-серая. В ряде случаев в них содержатся сферические включения каменной соли (табл. XXIII, 1) диаметром до 0,5 см, а также кристаллы гипса (табл. XXIII, 2).

Ангидрито-доломиты залегают пластами до 2—3 м, чередуясь с пластами ангидрита, каменной соли и неяснозернистых доломитов. В некоторых разрезах они составляют до 15% всей мощности галогенно-карбонатной толщ (Зеленов, 1956).

Таблица 23

Химический состав ангидрито-доломитов (в %)

Свита	Местонахождение образца	№ образца	Минеральный неразстворимый остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сорг	Кальцит	Доломит	Ангидрит
Пестроцветная	Рускоречкинская скважина	426-А	1,30	0,44	0,05	3,58	45,44	47,89
»	»	429-А	1,51	0,30	—	4,51	58,71	33,03
»	»	431-А	0,90	0,30	Нет	2,36	36,81	59,64
Толбачанская	Наманинская скважина	125-А	0,52	Нет	0,05	2,69	22,56	74,84

Под микроскопом основная масса породы сложена ангидритом. Структура последнего иногда микрозернистая, мозаичная (табл. XXIII, 4), но чаще волокнистая. В этом случае ангидрит сложен мелкими игольчатыми кристаллами (табл. XXIII, 3). Среди ангидритового цемента равномерно распределены идиоморфные ромбоэдрические кристаллы доломита. Чаще всего наблюдаются кристаллы доломита размером 0,03—0,05 мм; попадаются и более мелкие, и более крупные (до 0,08 мм), но размер их в одном и том же образце всегда одинаков.

Из приведенных в таблице химических анализов (табл. 23) видно, что соотношение между ангидритом и доломитом в описываемых породах варьирует в широких пределах.

### Ангидриты

Макроскопически ангидриты представляют плотную породу серого и темно-серого цвета с шелковистым блеском, которая легко колется по слоистости на плитки толщиной до 3—5 мм. Залегают они пластами до 2 м толщины, в некоторых случаях составляя в разрезе 8—10% его мощности.

Под микроскопом в структуре ангидритов можно наблюдать все переходы от микрозернистой структуры (табл. XXIII, 5) до тонко-волокнистой, обусловленной игольчатыми кристаллами. Размеры последних могут колебаться от очень мелких (длиной до 0,07 мм при толщине менее 0,01 мм) до крупных (длиной до 0,35 мм при толщине около 0,03 мм). В отдельных участках игольчатые кристаллы ориентированы в одном направлении параллельно слоистости, но часто встречаются участки, где кристаллы образуют структуру, близкую к радиально-лучистой (табл. XXIII, 6).

Чистые ангидриты попадаются довольно редко. Чаще всего они содержат некоторую примесь ромбоэдров доломита. В отдельных участках можно наблюдать переходы ангидрита в гипс. Последний обычно имеет мозаичную мелко- и тонкозернистую структуру с отдельными более крупными монокристаллами. Иногда гипс замещает ангидрит по трещинам. При этом наблюдается образование мелкозернистого гипса, иногда с мелкими включениями пирита (?) и заполнение отдельных каверн, стенки которых выложены гипсом и крупными монокристаллами кальцита (табл. XXIII, 7).

Как видно из таблицы химического состава (табл. 24), ангидриты характеризуются чрезвычайно малой примесью минерального нерастворимого остатка и полуторных окислов.

Таблица 24

Химический состав ангидритов и гипсов (в %)

Свита	Местонахождение образца	№ образца	Минеральный нерастворимый остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сорг	Доломит	Ангидрит	Гипс
Пестроцветная	Русскоречкинская скважина	415-А	0,44	0,04	0,04	Нет	83,4	15,4
»	»	445-А	0,88	0,16	0,04	1,07	97,57	
Толбачанская	»	363-А	0,25	—	0,08	12,0	18,0	68,5
»	Наманинская скважина	134-А	Нет	Нет	0,01	6,7	94,04	—

Микрозернистая структура ангидрита, тесная связь его с доломитами седиментационного происхождения и наблюдавшиеся М. Л. Вороновой (1954) включения ангидрита в кристаллах галита указывают на его сингенетическое происхождение. Г. И. Теодорович (1950) и В. П. Флоренский (1947), ссылаясь на опыты Позняка, отмечают, что при близком к максимальному насыщению раствора хлористым натрием и в присутствии в растворе хлоридов и сульфатов магния и кальция при температуре выше 25° действительно происходит выпадение сульфата кальция в виде ангидрита.

### *Гипсы*

Гипсы отличаются от ангидритов лишь большей рыхлостью и, как правило, светло-серой до белой окраской. Встречены они были главным образом в естественных обнажениях по рекам Чаре, Олекме и Лене и значительно реже в кернах скважин.

Как правило, в шлифах структура гипса крупнозернистая, с размером кристаллов от 0,1 до 0,35 мм. Встречаются отдельные и более крупные монокристаллы до 2 мм. В них, иногда наблюдаются тонкие вытянутые в одном направлении иголки вторичного ангидрита (табл. XXIII, 8). Наряду с крупнозернистой структурой был найден гипс, имеющий волокнистую структуру, совершенно аналогичную структуре ангидритов. Так же как и в ангидритах, в гипсах присутствует некоторая примесь доломита, который образует мелькие (около 0,02—0,05 мм) зерна, включенные в кристаллы гипса. По сравнению с ангидритами, в гипсах зерна доломита имеют менее четкую ромбоэдрическую форму и, вероятно, несколько разъедены.

Исходя из структуры гипсов, приуроченности их к естественным выходам, а также из отмеченных выше переходов ангидрита в гипс, можно думать, что большая их часть образовалась в результате вторичного замещения ангидрита. Химический состав одного такого образца, неполностью заместившего ангидрит, приведен в таблице 24.

### *Каменная соль*

Каменная соль на изученной территории Сибирской платформы встречена в отложениях журиинского подъяруса и толбачанского и кетеминского горизонтов в районах Березовской впадины и внутреннего поля Иркутского амфитеатра. Судя по разрезам буровых скважин, она залегает мощными (до нескольких десятков метров) пластами, чередуясь со слоями доломитов и подчиненными прослоями ангидрито-доломитов и ангидритов.

К сожалению, в нашем распоряжении не было кернов каменной соли, поэтому эта порода нами не изучалась. Приводимые ниже данные о ее петрографическом и химическом составе заимствованы из работ Я. Я. Яржемского (1936, 1938), А. А. Иванова (1950, 1956), М. Л. Вороновой (1954). Указанными авторами были детально изучены наиболее мощные соленосные отложения (усольская свита журиинского подъяруса) из ряда скважин Иркутского амфитеатра (Булайская, Бельская, Жигаловская и др).

По структуре, текстуре и окраске каменная соль образует целый ряд разновидностей. По размеру зерен в ней могут быть выделены мелко (до 0,5 см), средне- (0,5—1,0 см) и крупнозернистые (более 1 см) разновидности, но наиболее часто встречаются образцы с разномзернистой структурой. Обычно каменная соль серого (от слабо дымчатого до темно-серого), розового, розово-красного и красно-бурого цвета. Реже она бесцветно-прозрачная или молочно-белая. В отдельных случаях наблюдается пятнистая окраска.

Основная масса каменной соли, как это показало изучение шлифов, сложена галитом. В большинстве случаев она имеет перекристаллизованную структуру с резко различными по величине зёрнами (от 0,5 до 2,0 см). Контуры их слабо извилисты, лишь иногда прямолинейны. Зёрна, как правило, бесцветные, водяно-прозрачные, реже розоватые, окрашенные гидроокислами железа. Наряду с перекристаллизованным галитом встречаются его зонально зернистые кристаллы размером от 0,1 до 2,0 см, сохранившие первичное строение (так называемые «лодочки» и «елочки»).

В виде примеси в каменной соли содержится глинистый материал, зёрна ангидрита, аутигенного кварца, карбонатов доломито-анкеритового ряда, иногда магнезита, которые расположены между кристаллами галита или внутри них по трещинам спайности. Из приведенной в работе А. А. Иванова таблицы химических анализов видно, что содержание NaCl в каменной соли колеблется от 81,1 до 98,5%; CaSO<sub>4</sub> — от 0,7 до 9,6%; нерастворимого остатка — от 0,2 до 8,4%.

Исследованиями Я. Я. Яржемского (1936, 1938), А. А. Иванова (1950, 1956), Г. А. Голдырева (1956) установлено наличие в соленосных толщах Ангаро-Ленского района калийных солей. Наиболее обогащены ими (до 8,8% растворимой части породы) некоторые прослои ангидрито-доломитов и карбонатных глин, к которым приурочены включения и тонкие прожилки сильвина и иногда карналлита. В прослоях же каменной соли содержание калия не превышает десятых долей процента. В таких образцах внутри кристаллов галита встречаются отдельные микровключения сильвина, окрашенные в розовый цвет. Пока нигде не было встречено прослоев калийных солей, имеющих самостоятельное значение.

## ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Собственно глинистые породы в виде пластичных глин или аргиллитов развиты главным образом в отложениях толбинского подъяруса юго-западных районов и на изученной территории встречаются редко. В тех немногих образцах, которые имелись в нашем распоряжении, глинистые породы в большинстве случаев обогащены значительным количеством алевритового материала и являются по существу переходными к глинистым алевролитам.

Значительно больший интерес представляет глинистый материал, образующий примесь в песчаниках, алевролитах и главным образом в доломитовых мергелях и глинистых доломитах (табл. 25). Нами изучалась лишь коллоидная фракция (<0,001 мм) пород алданского яруса, поскольку большинство карбонатных пород ленского яруса содержит обычно очень малые количества терригенной примеси (менее 1%), выделение и детальное изучение которой затруднительно.

Всего изучены коллоидные фракции 60 образцов. Для большей части фракций был применен метод окрашивания суспензий метиленовым голубым, согласно методике, предложенной Н. Е. Веденеевой и М. Ф. Викуловой (1952). Параллельно с окрашиванием проводилось изучение ориентированных агрегатов в иммерсионных жидкостях (Викулова, 1955). Для половины образцов были получены кривые нагревания. Для уточнения минералогического состава в 13 образцах были проведены рентгеноструктурные исследования, а для двух образцов сделан полный химический анализ. Полученные на таком незначительном материале выводы следуют рассматривать только как самые предварительные.

Окрашивание водных суспензий метиленовым голубым и метиленовым голубым с добавкой KCl во всех исследованных образцах дало реакцию, наиболее характерную для минералов группы гидрослюд и каолинита (Веденеева, Викулова, 1952). Суспензия приобретала грязноватый фио-

Содержание фракции &lt;0,001 в различных типах нижнекембрийских пород юга и запада Сибирской платформы

№ образца	Породы	Район	Свита (пачка)	Горизонт подъярус	Состав породы, %			Гранулометрический состав терригенной части, %		
					доломит	кальцит	терригенная часть	>0,01	0,01—0,001 (>0,001)	<0,001
341-А	Глинистый алевролит	р. Чара	Пестроцветная	Жури́нский			100,0	56,52	21,80	21,68
1197-Г	» »	р. Тея	Порожихинская	»			100,0		(83,47) *	16,53
3058-Г	» »	р. Иркинсва	Точильная	»			100,0		(82,82)	17,18
1119-Г	Алевритистый аргиллит	р. Тея	Порожихинская	Толбинский			100,0		(80,56)	19,44
549-А	» »	р. Лена ниже с. Витим	Тинновская	»			75,6	32,78	43,78	23,71
599-А	» »	» » »	Пестроцветная	Жури́нский			100,0	10,2	51,62	38,18
1242-А	» »	р. Лена ниже г. Киренска	»	»	13		87,0	39,41	41,80	18,79
1227-Г	» »	р. Тея	Порожихинская	»	3		97,0		(82,72)	17,28
851-А	Доломитовый мергель	р. Лена ниже г. Олекминска	Малыканская пачка пестроцветной свиты	»	59,18	2,86	34,96		63,03	36,97
420-А	» »	Русскоречкинская скважина	Пестроцветная	»	52,78	0,60	38,34		(43,70)	56,30
442-А	» »	»	»	»	55,78	0,99	38,39		(81,56)	18,44
444-А	» »	»	»	»	43,78	0,02	48,88		(61,63)	38,37
448-А	» »	»	»	»	50,13	2,78	42,32		(75,27)	24,73
320-Г	» »	р. Сухая Тунгуска	Платоновская	Синский	60,73	3,74	30,78		(71,96)	28,04
298-А	» »	р. Чара	Толбачанская	Толбачанский	45,60	10,01	41,15	72,52	18,79	8,69
90-А	Алевритисто-глинистый доломит	Русскоречкинская скважина	»	»	69,56	4,33	22,92		78,88	21,12
157-Г	Глинисто-алевритистый доломит	р. Нижняя Тунгуска	Платоновская	Синский	81,84	1,37	15,02		(97,70)	2,3
428-А	Глинистый доломит	Русскоречкинская скважина	Пестроцветная	Жури́нский	79,38		18,76		78,43	21,57

Таблица 25 (продолжение)

№ образца	Породы	Район	Свита (пачка)	Горизонт (подъярус)	Состав породы, %			Гранулометрический состав терригенной части, %		
					Доломит	Кальцит	Терригенная часть	>0,01	0,01—0,001 (>0,001)	<0,001
418-A	Глинистый доломит	Русскоречкинская скважина	Пестроцветная	Журинский	76,56	0,01	21,20	(58,01)	41,98	
435-A	» »	»	»	»	64,08	1,52	28,76	(69,54)	30,46	
762-A	» »	р. Лена ниже г. Олекминска	Малыканская пачка пестроцветной свиты	»	83,87	1,38	14,44	74,28	25,72	
643-A	» »	р. Толбачан	Толбачанская	Толбачанский	71,03	1,25	24,86	72,33	27,67	
181-3	» »	р. Лена ниже с. Журы	Еланская	Еланский	75,65	4,05	17,00	74,76	25,24	
1071-A	Глинистый доломитистый известняк	»	Нижняя часть пестроцветной	Журинский	34,80	45,01	14,41	54,15	45,85	
48-3	Алевритисто-глинистый известняк	»	Верхняя часть пестроцветной	»		70	30	54,71	45,29	
58-3	Алевритисто-глинистый известняк	»	Верхняя часть пестроцветной	»		64	36	51,98	48,02	
963-A	Глинистый известняк	»	Нижняя часть пестроцветной	»	8,42	68,22	20,36	56,20	43,80	
972-A	» »	»	Нохоройская пачка пестроцветной свиты	»	6,78	82,48	9,88	65,12	34,88	
89-3	Известняк	»	Куторгиновая	Толбачанский		97	3	63,11	36,89	

\* Цифры в скобках означают количество неразделенной фракции &gt;0,001 мм.

**Данные межплоскостных расстояний порошковых образцов в КХ для фракций**

обр. 1119-Г		обр. 1227-Г		обр. 444-А		обр. 549-А		обр. 298-А		обр. 643-А		обр.
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
2	~13	2р	10,20	5	10,5	3	10,08					5
5	7,40	2	7,20	1	7,21					10	7,20	
				5	5,06	5	5,01	5	5,01			4
3	4,97	4	4,97	6	4,93					3р	4,90	
6	4,53	4	4,53			6	4,55	6	4,50	10	4,40	5
				3	4,36							2
		2	4,13									
1р	3,93			1	3,93					3р	3,90	
2р	3,68	3	3,69	4	3,68	2	3,70	3	3,71			4
3	3,59	2	3,52	8	3,54	2	3,54	2	3,53	9ш	3,58	2
7	3,36	8	3,35			7	3,37	7	3,33	4	3,33	7
				1р	2,99					5	2,98	1
3	2,82	3шр	2,83	2р	2,89	4	2,88	5	2,84	3р	2,81	1
										3р	2,71	4
7 ш	2,579	5ш	2,58	6ш	2,60	8	2,60	8	2,57	8	2,58	4
												3
		1р	2,45	3	2,47	3	2,46	3	2,47	8	2,493	
1	2,394	1р	2,38	3	2,41							3р
1	2,347					3	2,37	3р	2,37	8	2,342	
										8	2,30	
		1	2,26			2	2,27	2	2,27			1
		1	2,18	2	2,21	2	2,19	2	2,21	2	2,196	2
				2	2,14	2	2,14	2	2,14			1
1	2,078											
				3шр	2,00			3шр	1,99			2шр
2 ш	1,986	1шр	1,94			3шр	1,98			4	1,986	
						1	1,88	1	1,88	3	1,898	
				3	1,83	3	1,83			3ш	1,836	3
1/2	1,818	1	1,82					2	1,81			2
										2	1,788	
										2	1,741	
1	1,701	1шр	1,70	3р	1,71	4	1,71	3	1,70			3ш
						6	1,67			4ш	1,690	
2ш	1,659	2шр	1,66	3шр	1,66			4	1,66	4ш	1,649	1р
												2
2	1,535	1	1,54	3	1,55	3	1,55			3	1,54	
						7	1,51					2
3	1,503	4	1,50					6	1,50			3
3	1,490											
						1	1,47			9	1,484	
				2	1,38	1	1,38	1	1,44	3	1,455	3
												2
1р	1,376							2	1,37	1ш	1,37	
				2ш	1,31	3	1,31	5	1,30	1	1,303	2р
										5	1,283	
						2	1,25	2р	1,25			
										5ш	1,232	
								1	1,19			

&lt;0,001, напряжение —40 кV, экспозиция —30 час., диаметр камеры —86 мм

418-A		обр. 320-Г		обр. 1071-A		обр. 963-A		обр. 48-3		обр. 762-A		обр. 58-3	
d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
10,26	2	10,08	5	11,54	5	11,20	8	11,3	5р	12,04	8ш	10,1	
5,01							6	5,01	1	5,01			
	2	4,97	2	4,95	4	4,86					2	4,89	
	2	4,70											
4,50	3	4,46	5ш	4,48	8	4,44	10	4,51	2р	4,60	8	4,46	
4,32	4	4,29											
			1	4,17									
									5	3,81			
3,73	6	3,71	3	3,64	4	3,62	4р	3,67			2р	3,63	
3,59													
3,36	9	3,36	8	3,31	8	3,30	8	3,33	5	3,31	2р	3,31	
3,01	1	3,01	1	2,97			3	2,99					
2,88	1	2,85	1ш	2,80	2ш	2,82	5	2,84	1	2,86	4	2,82	
2,71			1	2,67	2ш	2,68							
2,60	4	2,579	4ш	2,557			10	2,568	5ш	2,56			
2,53					8	2,535					8	2,535	
	2	2,472			1	2,50		2	2,462				
2,40	1	2,413					4р	2,390	2ш	2,41			
			2ш	2,347	3	2,35					4ш	2,357	
	2	2,303											
2,28	1	2,252					3р	2,257			2	2,24	
2,22			2	2,196	2	2,19							
2,14	3	2,151	1	2,124	2	2,11	3р	2,128			2	2,11	
2,00	1	1,992							2р	1,999			
	1	1,986	2р	1,986	2ш	1,97	4р	1,986			4ш	1,96	
											2	1,876	
1,85					2	1,84							
1,82	4	1,823	2	1,823									
			2	1,80	2	1,796					2р	1,798	
	1	1,727					6	1,739					
1,71													
	1	1,686	3ш	1,678	4	1,680			3	1,67	2	1,698	
1,66			2	1,649	2	1,640	6р	1,649			4	1,649	
1,61			1	1,613									
	4	1,548			1	1,585							
1,51	3р	1,509	1	1,519			10	1,507	4	1,506			
1,50													
			3	1,493	8	1,493	2	1,493			8	1,496	
			2	1,472	2	1,470							
1,46					2	1,44							
1,38	3	1,383					2	1,376	1	1,37	2	1,37	
	4	1,376					2	1,335			2р	1,33	
							1	1,303	3	1,30			
1,31	1	1,308											
	1	1,292					2	1,250					
	1	1,257											

летово-синий цвет, почти не меняющийся при добавлении насыщенного раствора KCl. Получавшийся при приливании красителей осадок во всех случаях обладал плотной консистенцией.

В иммерсионных жидкостях глинистые агрегаты имеют весьма характерную удлиненную форму с довольно резко очерченными краями. Значения показателей преломления глинистых агрегатов варьируют в широких пределах (от  $N_p' 1,537$  до  $N_g' 1,606$ ). Сила дупреломления около 0,012.

Изучение порошковых рентгенограмм<sup>1</sup> позволило выделить три типа фракций. Первый (образец 1919-Г) отличается наличием комплекса межплоскостных расстояний 13,0; 7,40; 3,59 кХ (табл. 26), типичного для хлорита (Бридли, 1955).

Второй тип фракций (образцы 1227-Г, 44-А; 549-А; 296-А; 643-А) можно назвать гидрослюдисто-каолинитовым. Имеющийся материал не позволяет решить, имеется ли здесь смесь гидрослюда с каолинитом или гидрослюда развита по каолиниту. По-видимому, более вероятно последнее, поскольку полученные данные очень близки к монотермиту (Гинзбург, Рукавишникова, 1951).

Третий тип (остальные образцы) представлен типичными гидрослюдами без всякой примеси. Интересно, что для большей их части характерны несколько увеличенные базисные межплоскостные расстояния (11,2—12,04 кХ).

Химический анализ фракций (по одному образцу из первых двух типов) в обоих случаях показал несколько повышенное содержание железа, магния и гигроскопической воды ( $H_2O^-$ ), а также высокое содержание  $K_2O$  (табл. 27). Образец 643-А был снят в электронном микроскопе.

Таблица 27

Химический состав образцов фракции <0,001 из нижнекембрийских пород юга и запада Сибирской платформы (в %)

№ образца	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO
48	50,76	22,72	1,18	2,80	1,32	0,20	4,40
643	54,84	16,38	1,32	4,41	1,35	1,00	4,84

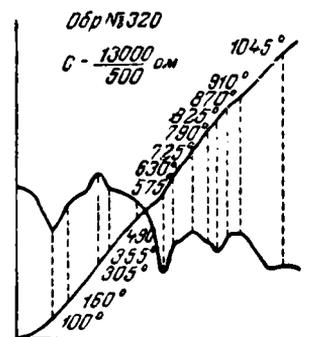
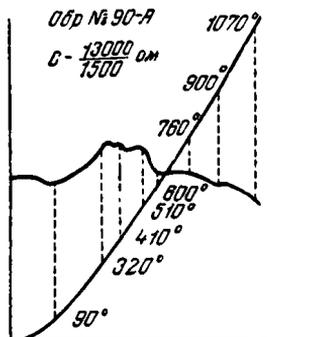
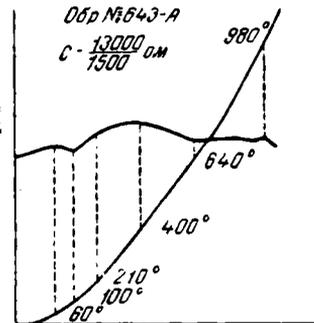
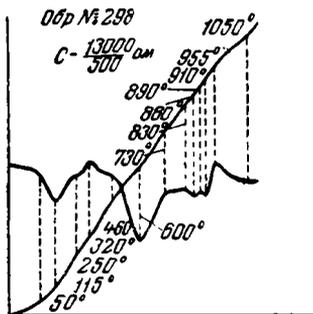
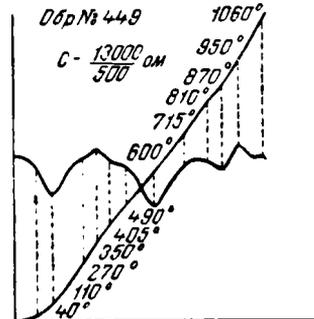
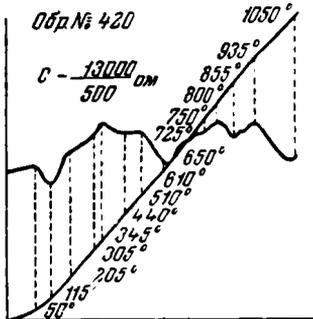
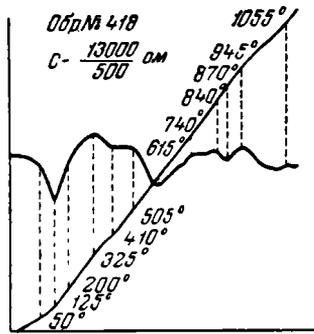
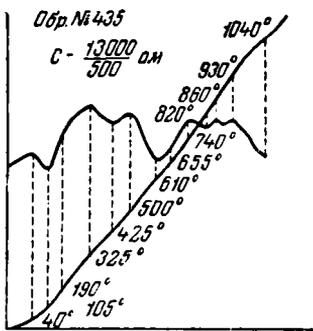
  

№ образца	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	C	Сумма
48	Нет	7,78	4,59	3,27	0,12	0,29	99,43
643	0,27	6,50	3,92	5,38	—	—	100,21

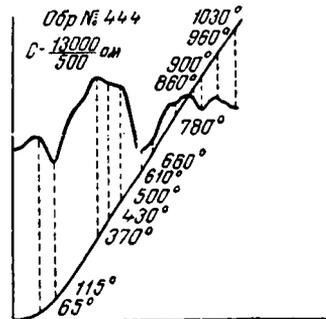
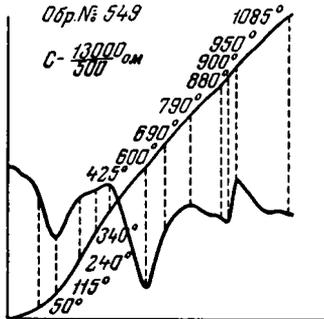
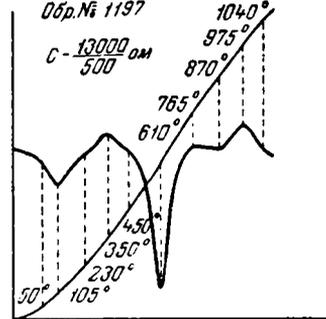
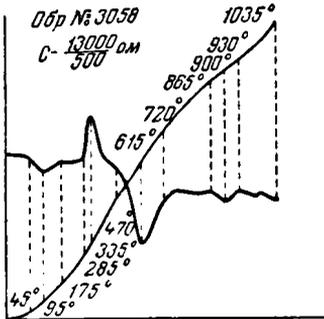
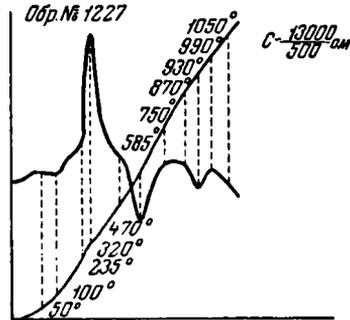
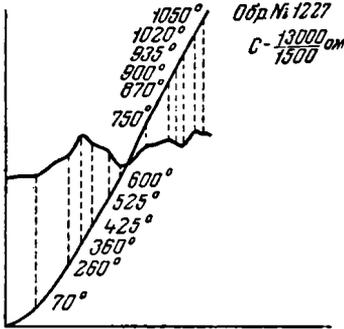
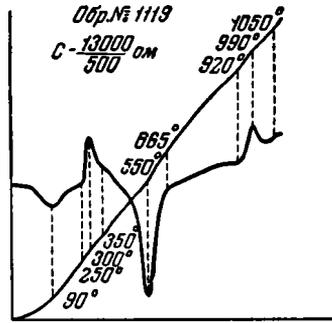
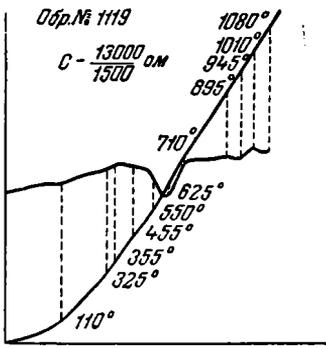
Несмотря на то, что снимок получился чрезвычайно маловыразительный, на нем хорошо видно отсутствие каких-либо магнезиальных силикатов.

Кривые нагревания всех исследованных коллоидных фракций очень похожи друг на друга (фиг. 42—44), для них характерны сравнительно небольшой эндогенный минимум в пределах 90—115°, в большей или меньшей степени развитый экзогенный пик в пределах 300—350°, а в некоторых и около 400°, наиболее ярко выраженная вторая экзогенная остановка в пределах 550—615°. Более высокотемпературные части кривых имеют слабый экзогенный минимум в пределах 825—930° (чаще всего около 900°)

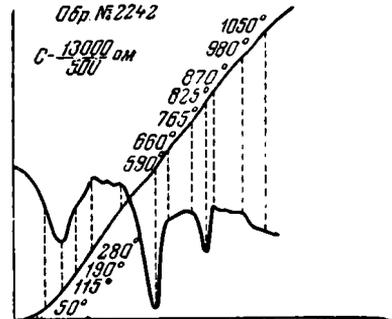
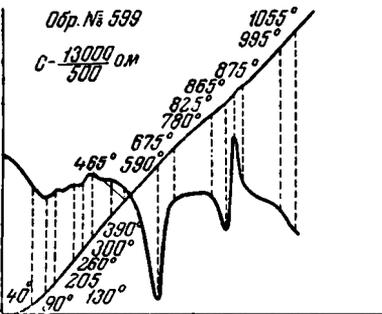
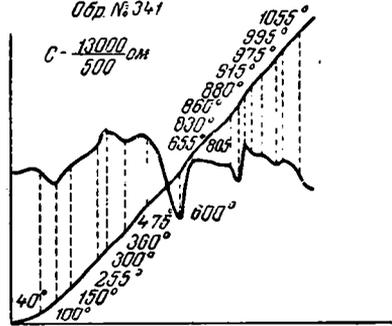
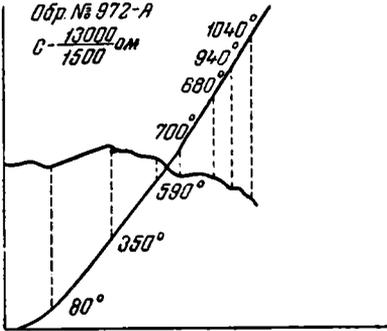
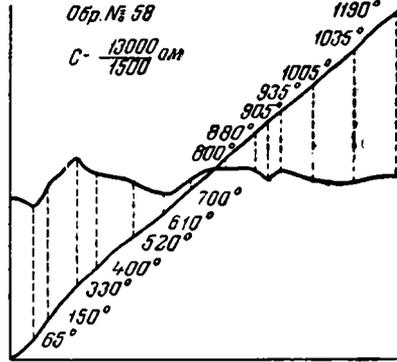
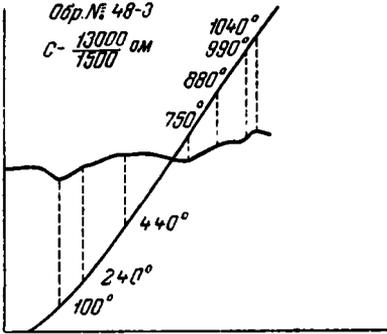
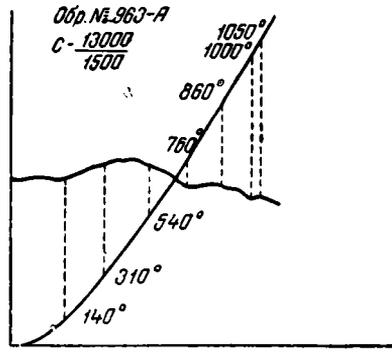
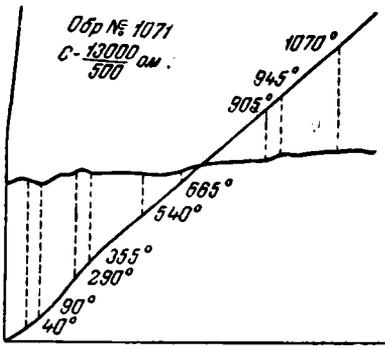
<sup>1</sup> Рентгеноструктурный анализ 13 образцов проведен в лаборатории, руководимой С. И. Берхин.



Фиг. 42. Кривые нагревания выделенных из образцов глинистых фракций < 0,001 мм



Фиг. 43. Кривые нагревания выделенных из образцов глинистых фракций < 0,001 мм



Фиг. 44. Кривые нагревания выделенных из образцов глинистых фракций < 0,001 мм

и непосредственно следующий за ним небольшой экзогенный пик в пределах  $860-990^{\circ}$  (обычно около  $930^{\circ}$ ). На кривых, выполненных с нормальной чувствительностью установки, перечисленные выше пики, как правило, выражены очень слабо, что, вероятно, связано со сравнительно высокой примесью инертного вещества (вероятно, кварца)<sup>1</sup>.

Приведенный выше материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Только в образце пород из аналогов ушаковской свиты с р. Теи коллоидная фракция состоит в основном из гидрохлорита, на что указывают данные рентгеноструктурного и термического анализов.

2. Во всех остальных образцах основным компонентом коллоидной фракции является гидрослюда, что подтверждается окрашиванием суспензий, характером порошковых рентгенограмм, кривыми нагревания и высоким содержанием  $K_2O$ . Последнее заставляет полагать, что мы имеем здесь дело главным образом с гидрослюдами, близкими к серициту.

3. В ряде образцов по данным некоторых рентгенограмм присутствует примесь гидрослюды, вероятно, монотермитового типа. По-видимому, эта гидрослюда развита по биотиту, так как имеет несколько повышенное содержание  $MgO$  и  $H_2O^-$ , а также наличие на ряде рентгенограмм расстояний  $1,53-1,55$  кХ (Бридли, 1955).

4. Почти во всех образцах обнаружено большое количество свободного кремнезема, о чем свидетельствуют малая интенсивность термоэффектов на кривых нагревания, присутствие кварцевых линий на рентгенограммах ( $333-3,37$  кХ), а также большое содержание  $SiO_2$ .

5. Несомненно, что в ряде образцов присутствуют различные соединения железа и органическое вещество. На это указывают общий фон и межплоскостные расстояния  $4,13-4,17$  кХ на рентгенограммах, а также хорошо выраженные экзоэффекты на кривых нагревания в интервале температур  $325-400^{\circ}$ .

6. Наиболее мономинеральные глинистые фракции, состоящие преимущественно из гидрослюды, наблюдаются в отложениях, развитых на северном склоне Алданского массива. Смешанные глинистые фракции приурочены к окраинам Байкало-Патомского нагорья, Прибайкалья, Присяня, окраинам Енисейского кряжа.

О характере глинистых фракций в отложениях ушаковской и мотской свит Иркутского амфитеатра большой материал приведен в работе Я. К. Писарчик и Н. Я. Тихомировой (1953). По их данным, породы ушаковской и мотской свит характеризуются преимущественно гидробиотит-гидрохлоритовым составом с общей тенденцией увеличения роли гидрохлоритов вверх по разрезу.

Имеющийся в настоящее время весьма небольшой материал по вещественному составу глинистого вещества нижнекембрийских пород Сибирской платформы все же дает некоторые дополнительные сведения для расшифровки фациальных условий нижнекембрийского времени как в самом бассейне, так и на окружающих его участках суши. Так, обильный принос гидрохлоритов в период накопления отложений ушаковской свиты и ее аналогов говорит о том, что в это время в близлежащих районах шло разрушение меланократовых пород с быстрым сносом образовавшихся продуктов. Не исключена возможность, что часть хлоритов образовалась в результате процессов эпигенеза в самой толще пород (Коссовская, Шутов, 1956).

Очень интересна примесь измененного каолинита (монотермита) в ряде образцов. Как известно, каолинит в большом количестве образуется обычно в условиях длительного латеритного выветривания различных пород.

<sup>1</sup> Кривые нагревания получены в термической лаборатории Геологического института под руководством Д. А. Виталья.

В то же время в морской среде, где есть возможность свободной адсорбции ионов К и Mg, каолинит весьма неустойчив, так как его структура быстро заменяется слюдястой (Грим, 1956). Процесс изменения каолинита продолжается и в течение всего последующего периода эпигенеза. Таким образом, даже небольшая примесь измененного каолинита дает все основания думать, что его первичное накопление в отдельных участках нижнекембрийского бассейна в течение некоторых промежутков времени было более значительным. Можно, следовательно, предположить, что на окружающих кембрийский бассейн участках суши временами происходило интенсивное латеритное выветривание.

## ТЕРРИГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Терригенные обломочные породы среди нижнекембрийских отложений Сибирской платформы встречаются значительно реже карбонатных. Они развиты главным образом среди отложений алданского яруса, в полосе Западного Прибайкалья, Присаянья и окраин Енисейского кряжа, где образуют мощные толщи, представленные всем комплексом пород, от конгломератов до алевролитов включительно. К сожалению, по большинству перечисленных районов у нас нет собственных наблюдений, поэтому описание пород даны главным образом на основании разнообразных литературных данных. Этим объясняется различный характер описаний, их неполнота и некоторый схематизм.

### Конгломераты

Среди конгломератов нижнего кембрия можно выделить два основных типа, различающихся составом, условиями залегания и происхождением.

К первому типу относятся конгломераты, характеризующиеся резко полимиктовым составом грубообломочного материала и его плохой сортировкой, при которой наряду с гальками содержится много мелких валунов диаметром 15—20 см<sup>1</sup>.

Гальки и валуны обычно хорошо окатаны. Количество песчано-глинистого цемента колеблется от 20 до 80%. В гальке встречены более древние породы архея и протерозоя, развитые в близлежащих районах. Мощность конгломератов этого типа весьма значительная, от нескольких метров до нескольких десятков, а то и сотен метров. Эти породы широко развиты в ушаковской свите и ее аналогах в Прибайкалье, Присаянье и на окраинах Енисейского кряжа, а также в мотской свите Присаянья. Приурочены они главным образом к основаниям свит, хотя иногда встречаются в виде отдельных линз и в более высоких частях.

Плохая сортировка и полимиктовый состав конгломератов, залегание их узкими полосами вдоль окраин Сибирской платформы, а также сочетание с песчано-глинистыми морскими отложениями ушаковской и мотской свит позволяют считать эти конгломераты прибрежно-морскими. Формирование их связано с трансгрессивным размывом нижележащих толщ, а также с приносом огромного количества грубого обломочного материала с близлежащих поднятий. Вероятно, несколько иные по своему происхождению конгломераты в толбинском подъярусе на р. Вороговке, описанные И. Г. Николаевым (1930) и Я. Д. Шекманом в 1950 г. (см. стр. 23). Наличие в них крупных неокатанных глыб известняков, следы подводного оползания и переход по простираннию во флишевые отложения позволяют считать их близкими к «дикому флишу», формирование которого происходило на бортах отдельных трогообразных впадин.

<sup>1</sup> Описаны главным образом по материалам Е. В. Павловского (1948, 1954), В. Т. Мордовского (1956), Г. И. Кириченко (1955) и И. Г. Николаева (1930).

Конгломераты второго типа характеризуются олигомиктовым составом галек, песчано-доломитовым цементом и весьма незначительной мощностью (обычно не превышает нескольких десятков сантиметров). Валунный материал почти полностью отсутствует. Плохо окатанная галька в основном состоит из пород субстрата, на котором залегают конгломерат, изредка встречается значительно более хорошо окатанная мелкая галька кварца. Обломочный материал располагается без всякой сортировки и ориентировки. Эти породы, развитые в основании отложений толбинского горизонта на склонах Алданского массива, в Туруханском районе, а также на р. Тее, представляют собой типичные базальные конгломераты.

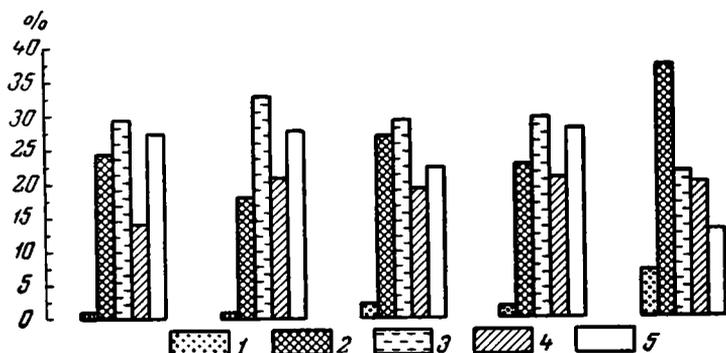
## Песчаники

Среди наблюдавшихся нами песчаников нижнего кембрия юга и запада Сибирской платформы по вещественному составу и структуре различаются полимиктовые песчаники, кварцитоподобные песчаники (мономинерального или олигомиктового состава) и большая группа песчаников с карбонатным цементом.

### Полимиктовые песчаники

Среди полимиктовых песчаников выделяются два типа.

Первый тип — грауваккоподобные песчаники изучены нами лишь в отложениях терригенного флиша порожихинской свиты на р. Тее. Близкие по характеру песчаники описаны Е. В. Павловским (1948) и Т. И. Бурцевой в ушаковской свите.



Фиг. 45. Гранулометрический состав полимиктовых песчаников первого типа

1 — фракция  $> 0,25$ ; 2 — фракция  $0,025-0,10$ ; 3 — фракция  $0,10-0,01$ ;  
4 — фракция  $< 0,01$ ; 5 — карбонатный материал

Как правило, песчаники этого типа мелко- и среднезернистые, очень плотные, лишенные какой-либо слоистости. Окраска песчаников голубовато-серая, но при выветривании переходит в зеленовато-серую и желто-зеленую. Характерно высокое содержание алевроитовой и глинистой фракции (до 60% терригенной части), что видно на прилагаемых гистограммах (фиг. 45) песчаников с р. Теи. Обломочный материал состоит из зерен кварца, полевых шпатов, количество которых доходит до 30—50% легкой фракции, биотита, иногда мусковита и обычно весьма значительного количества обломков различных пород.

Зерна кварца плохо окатанные, часто остроугольные (табл. XXIV, 1). Многие из них корродированы. Полевые шпаты на 20—30% представле-

ны калиевыми разностями, но в основном состоят из кислых плагиоклазов группы альбит — олигоклаз. Редко встречаются отдельные зерна средних плагиоклазов. Зерна полевых шпатов, так же как и зерна кварца, плохо окатаны, иногда корродированы и замещены кальцитом, многие из них сильно разрушены, серицитизированы. Биотит, количество которого доходит до 15%, обычно сильно хлоритизирован. Состав обломков пород в песчаниках различен для каждого отдельного района. В Прибайкалье в песчаниках ушаковской свиты встречаются мелкие обломки сланцев, кварцитов, известняков и эффузивных пород; на окраинах Енисейского кряжа, на р. Тее, это главным образом обломки серицитовых сланцев и в меньшем количестве карбонатных пород и эффузивов.

Весьма характерен состав тяжелой фракции этих песчаников, которая представлена главным образом темноцветными минералами: пироксенами, амфиболами, эпидотом, биотитом и хлоритом, в сумме составляющими от 40 до 86% всего ее количества. Наиболее распространены этот комплекс минералов в песчаниках ушаковской свиты, в Западном Прибайкалье. Характер его здесь, по данным Т. И. Бурцевой, весьма изменчивый. Так, в бассейне рек Ады и Унгура он почти целиком представлен эпидотом, биотитом, хлоритом и некоторым количеством амфиболов, в то время как в соседнем районе, в бассейне рек Кидусы и Бугульдейки, он состоит главным образом из пироксенов, эпидота и частично амфиболов, количество биотита и хлорита едва достигает 2%. В Прибайкалье среди амфиболов широко распространением пользуется уралитовая роговая обманка. Часто отмечается замещение пироксена эпидотом и хлоритом.

В Боханской скважине комплекс темноцветных минералов тяжелой фракции в песчаниках ушаковской свиты состоит в основном из амфиболов, биотита и хлорита. Общее количество его здесь сокращается до 44%. В удпнских песчаниках Присаянья, а также в песчаниках терригенного флиша порожихинской свиты на р. Тее этот комплекс также сложен преимущественно биотитом и хлоритом, составляющими около 40% всей тяжелой фракции.

Для тяжелой фракции песчаников этого типа характерно небольшое количество (до 7%) зерен магнетита и бурых окислов железа. Обычно отмечается присутствие непрозрачных разрушенных нерудных минералов. Из аксессуарных минералов всюду встречаются апатит, гранат, турмалин и циркон. В ушаковских песчаниках наряду с ними широко распространены титанистые минералы (титанит, анатаз, рутил).

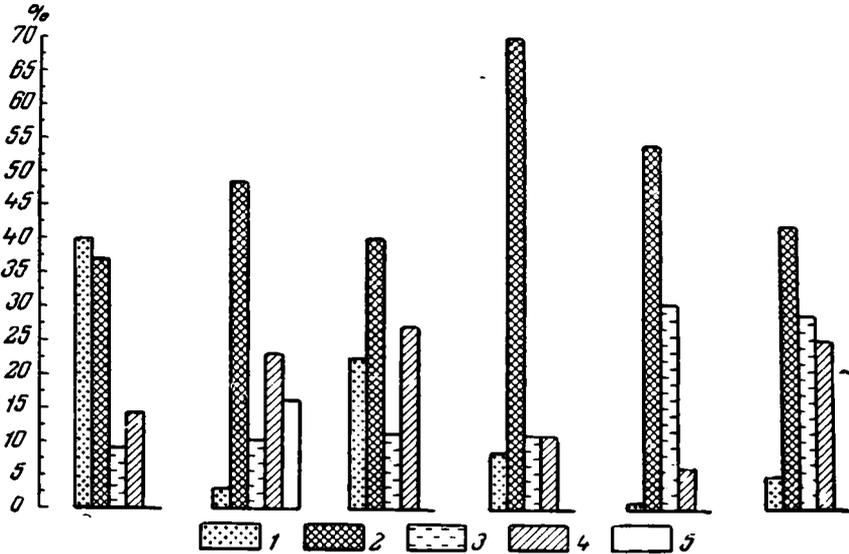
Структура песчаников типичная псаммитовая. Цемент в них глинисто-хлоритовый или глинисто-хлоритово-карбонатный, базальный с пелитовой структурой, количество его доходит до 30—50% всей породы.

Из приведенного описания видно, что эти песчаники по составу обломочной части, по характеру цемента и окраске близки к типичным грауваккам (Швецов, 1948; Раскхам, 1954; Теодорович, 1956).

На нижней поверхности песчаников из терригенного флиша порожихинской свиты обычно развиты негативные гиероглифы и знаки внедрения, очень сходные с описанными в каменноугольном и нижнепермском флише Южного Урала (Хворова, 1955). Среди гиероглифов встречаются язычкообразные и ребристые типы. Первые обычно имеют вид удлиненных выпуклых бугорков (длиной до 10 см) с заостренными кончиками с одной стороны и расплывчатой противоположной стороной (табл. XXIV, 2). Реже встречаются язычки с плоской овальной вершиной (табл. XXIV, 3). Ребристые гиероглифы представляют собой плоские вытянутые возвышения, разделенные узкими неглубокими, часто ветвящимися бороздками (табл. XXIV, 4). На поверхности одной из плит песчаника были встречены ребристые гиероглифы в виде крупных и довольно крутых параллельных валиков, разделенных близкими по размеру впадинами (табл. XXV, 1).

Знаки внедрения состоят из бугорков и валиков неправильной формы с несколько нависающими краями, часто со вторичной скульптурой (табл. XXV, 2). По-видимому, знаки внедрения в ряде случаев являются наложенными на иероглифы.

Как мы уже указывали, эти песчаники составляют значительную часть ушаковской, удинской и порожихинской свит. Такие же песчаники развиты в оселочной и аleshинской свитах. Иными словами, эти породы приурочены целиком к отложениям толбинского подъяруса Западного Прибайкалья, Присяянья и окраин Енисейского кряжа.



Фиг. 46. Гранулометрический состав полимиктовых песчаников второго типа  
Условные обозначения те же, что на фиг. 45

Большое количество неустойчивых минералов в легкой и тяжелой фракциях, а также плохая окатанность зерен говорят о том, что обломочный материал, по-видимому, не подвергался длительному переносу и захоронился вскоре после разрушения материнских пород.

Второй тип — довольно плотные, мелко- и среднезернистые, реже более крупнозернистые песчаники, иногда содержащие мелкую гальку. Окраска пород буро-красная, реже розовая, желтоватая, зеленоватая. Очень многие прослои песчаников косослоистые<sup>1</sup>. По сравнению с грауваккоподобными песчаниками обломочный материал в них отсортирован и окатан несколько лучше. Количество алевроитово-глинистых частиц в них редко превышает 30—40% (фиг. 46), а карбонатное вещество, как правило, отсутствует.

Как и грауваккоподобные песчаники, они имеют полимиктовый состав. Обломочный материал представлен в основном зернами кварца и полевыми шпатами (калиевыми разновидностями и кислыми плагиоклазами), количество которых в разных образцах колеблется от 5 до 25%. Присутствует также много обломков разнообразных пород (до 30%). На р. Тее, например, это главным образом мелкие обломки серицитовых сланцев. В небольшом количестве встречаются чешуйки биотита и мусковита (до 5%). Широко

<sup>1</sup> Песчаники этого типа изучались нами только в отложениях верхов порожихинской свиты на р. Тее. Описание аналогичных песчаников из отложений мотской свиты и ее аналогов вдоль всего Присяянья заимствовано из работ Т. И. Бурцевой (1952).

развита регенерация зерен кварца кремнеземом с образованием вокруг кварцевого зерна каемки с той же оптической ориентировкой, хотя идиоморфных кристаллов при этом не получается (табл. XXV, 3).

Весьма характерным является состав тяжелой фракции. В отличие от песчаников первого типа в них почти полностью отсутствуют минералы пироксен-амфибол-хлорит-эпидотовой группы. Зато всегда в значительном количестве присутствуют бурые гидроокислы железа и частично магнетит, составляющие от 10 до 50% тяжелой фракции. Остальная часть тяжелой фракции, как и в грауваккоподобных песчаниках представлена многочисленными разрушенными непрозрачными нерудными минералами, а также различным количеством акцессорных минералов: циркона, турмалина, апатита (в отдельных случаях до 10—15% тяжелой фракции). Структура песчаников либо мозаичная с регенерационным кварцевым цементом (табл. XXVI, 1), либо псаммитовая с глинисто-кремнисто-железистым цементом соприкосновения (табл. XXVI, 2). В последнем иногда встречаются поры, заполненные кальцитом.

В песчаниках второго типа широко распространена грубая слоистость со срезающими друг друга сериями толщиной в 20—30 см, по своему типу приближающаяся к волнисто-перекрестной, характерной, по данным Л. Н. Ботвинкиной, Ю. А. Жемчужникова и др. (1956), для прибрежно-морских песчаников, а также для песчаников подводной дельты (табл. XXVI, 3; табл. XXVII, 1). Встречаются знаки ряби, валики которых в плане ветвисто изогнуты (табл. XXVII, 2). Величина их различная: расстояния между ними 5—10 см, высота 1—2 см при довольно выдержанном (равном 5) отношении между длиной и высотой.

Рассмотренные песчаники типичны для журиных отложений юго-западной окраины Сибирской платформы. Отсутствие в рассмотренных песчаниках неустойчивых минералов в тяжелой фракции и увеличение роли кварца среди минералов легкой фракции указывают на то, что образование их шло за счет более глубокого выветривания материнских пород, чем во время образования песчаников предыдущего типа. Окатанность материала и характер косой слоистости свидетельствует о более длительной транспортировке зерен и осаждении в прибрежных мелководных частях морского бассейна.

### *Кварцитоподобные песчаники*

Кварцитоподобные песчаники распространены в низах порожихинской, в жербинской и частично в юдомской свитах толбинского подъяруса.

Это очень плотные, сцементированные породы, обычно светло-серого и желтоватого цвета. В жербинской свите они, как правило, разноразмерные (фиг. 47), иногда с грубым материалом, в юдомской свите преимущественно среднезернистые. Обломочный материал выделяется хорошей окатанностью зерен.

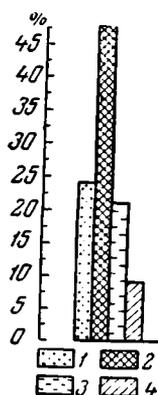
Песчаники имеют мономинеральный, кварцевый или олигомиктовый состав. В песчаниках жербинской свиты основная масса обломочного материала сложена зернами кварца. Среди них встречаются мелкие обломки кварцитов, а в отдельных образцах (главным образом с р. Жуи) зерна полевых шпатов. Многие зерна кварца обладают волнистым угасанием (табл. XXVII, 3). Широко развита их регенерация кварцем (табл. XXVIII, 1). Полевые шпаты очень сильно разрушены (табл. XXVII, 3).

Тяжелая фракция кварцитоподобных песчаников состоит преимущественно из устойчивых акцессорных минералов: главным образом циркона, турмалина, граната, рутила и большого количества непрозрачных нерудных минералов. Встречаются отдельные зерна магнетита. Структура песчаников чаще мозаичная с регенерационным кварцевым цементом

(табл. XXVIII, 1), но иногда встречается псаммитовая структура с цементом соприкосновения. Цементирующее вещество в этих случаях состоит из глинистой или глинисто-серицитовой массы (табл. XXVIII, 2).

Для песчаников жербинской свиты типична однонаправленная косая слоистость, в которой серии с горизонтально-лежащими слоями чередуются с сериями слоев, падающих параллельно друг другу в одном направлении. Наиболее часто такого рода слоистость встречается в аллювиальных отложениях.

Хорошая окатанность обломочного материала и преимущественно кварцевый состав песчаников, вероятно, указывают на сравнительную удаленность источников сноса, хотя возможно, что определяющим здесь мог быть и состав материнских пород.



Фиг. 47. Гранулометрический состав кварцитоподобных песчаников

Условные обозначения те же, что на фиг. 45

### Песчаники с карбонатным цементом

Песчаники этого типа наиболее широко развиты среди нижнекембрийских отложений изученной территории Сибирской платформы. По составу они являются переходными от песчаников к песчаным доломитам и известнякам, так как количество карбонатного материала в них иногда превышает 50% всей породы.

Песчаники очень плотные, светлой окраски, по внешнему виду часто напоминают кварцитоподобные песчаники. Как правило, они мелко-реже среднезернистые с большим содержанием алевритовой фракции (фиг. 48).

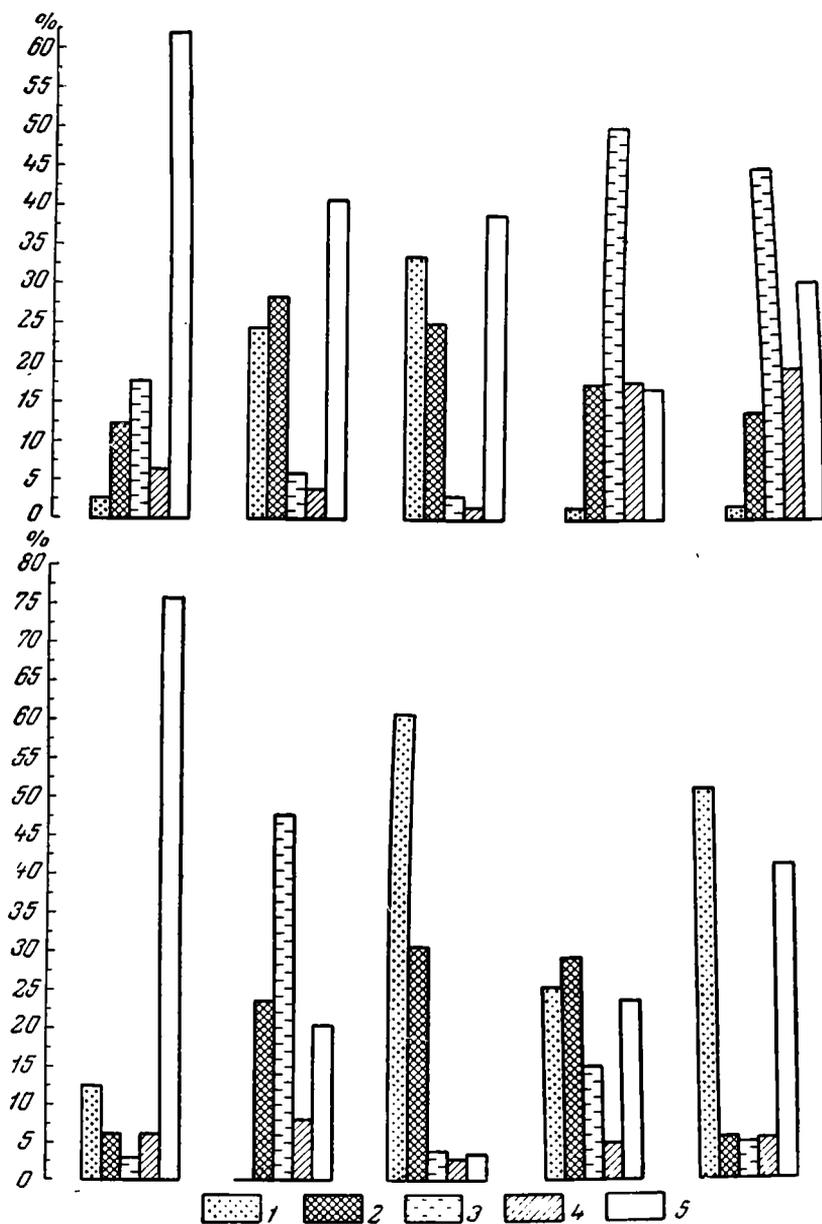
Терригенный материал обычно хорошо окатан и представлен кварцем, полевыми шпатами (калиевыми и кислыми плагиоклазами) и редкими обломками других пород. Первичная форма зерен, особенно кварца, часто нарушена как в результате регенерации, так и за счет корродирования (табл. XXVIII, 3). В составе тяжелой фракции этих песчаников широким развитием пользуются разнообразные турмалины, гранат, циркон, рутил. Содержание рудных минералов обычно незначительно.

Среди песчаников этого типа встречаются разновидности, которые наряду с терригенным материалом содержат различные карбонатные образования. В ряде случаев это песчинки карбонатных пород, но наиболее характерны отдельные оолиты. В последних можно различить типичное для них концентрическое или радиально-лучистое строение (табл. XXIX, 1 и 2). Ядрами оолитов иногда служат зерна кварца и полевых шпатов. Наряду с оолитами встречаются округлые, реже менее правильной формы образования, сложенные однородным скрытокристаллическим карбонатом (табл. XXIX, 1).

Структура песчаников псаммитовая с карбонатным цементом (доломитом или кальцитом). Характер цемента меняется от базального до порового в зависимости от соотношения терригенного и карбонатного материала. Последний либо тонко-, либо мелкокристаллический. Редко встречаются участки цемента с пойкилитовой структурой. В местах соприкосновения отдельных терригенных зерен часто развивается регенерационный кварцевый цемент.

В некоторых из этих песчаников отмечается косая слоистость. В порожихинской свите, например, наблюдалась типичная перекрестная разнонаправленная слоистость с пологими клиновидными сериями, характерная для морских песчаников (табл. XXIX, 3).

Песчаники с карбонатным цементом встречаются в толбинской и юдомской свитах на Алданском массиве, в пестроцветной свите и свите битуми-



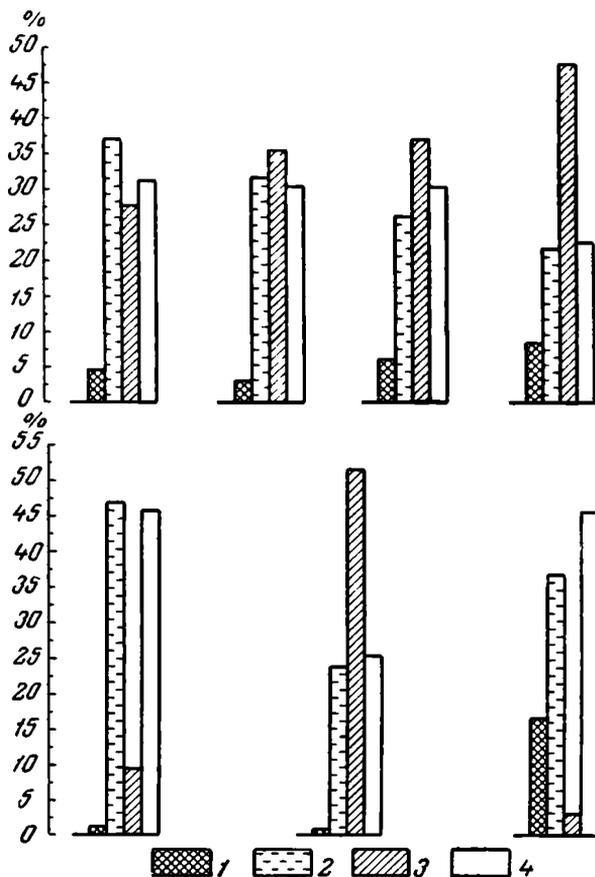
Фиг. 48. Гранулометрический состав песчаников с карбонатным цементом  
Условные обозначения те же, что на фиг. 45

нозных известняков по окраинам Байкало-Патомского нагорья, среди отложений толбачанского и олекминского горизонтов в Канско-Тасеевском районе и в низах порожихинской свиты на р. Тее, где они образуют отдельные слои до нескольких метров мощностью.

Несомненно, что описанные песчаники накапливались в сравнительно мелководных участках водоема, причем поступающий материал претерпел существенную переработку.

### Алевролиты

Алевролиты среди нижнекембрийских отложений встречаются примерно так же часто, как и песчаники, и обычно вместе с последними. Как мы уже отмечали, почти все типы выделенных нами песчаников богаты



Фиг. 49. Гранулометрический состав алевролитов  
Условные обозначения те же, что на фиг. 45

алевролитовой фракцией и между ними и алевролитами существует совершенно постепенный переход, что видно на прилагаемых гистограммах (фиг. 49).

Почти все алевролиты содержат большое количество пелитовой фракции (до 50% и более) и постепенно могут переходить в группу алевритистых аргиллитов (см. табл. 25).

По сравнению с песчаниками они, как правило, более рыхлые, тонкослойные, иногда с листоватой отдельностью. Окраска их может быть зеленовато-серой, красно-бурой, зеленовато-желтой, светло-сер

По минералогическому составу алевроитовых зерен, а также по характеру и составу цемента (глинистый, глинисто-карбонатный и карбонатный) среди алевролитов можно выделить те же три типа, что и в песчаниках. Отличаются они от песчаников лишь меньшим размером зерен минералов и значительно более слабой окатанностью (табл. XXIX, 4, 5; табл. XXX, 1, 2). Для многих алевролитов характерна микрослоистость в виде чередования тончайших (1—2 мм) слоечков то более, то менее обогащенных пелитовым материалом (табл. XXX, 1). В цементе часто встречаются мелкие скопления аутигенного пирита (табл. XXX, 1). Как мы уже отмечали, среди отложений терригенного флиша порожихинской свиты в алевролитах второго элемента ритма наблюдается тонкая косо волнистая слоистость, следы ряби и складки сингенетической деформации.

Алевролиты на Сибирской платформе распространены в тех же свитах, что и песчаники, и по своему генезису, по-видимому, мало чем отличаются от последних.

## ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО И БИТУМОПРОЯВЛЕНИЯ] В НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Битумопроявления в кембрийских отложениях Сибирской платформы известны давно, и с конца 20-х, начала 30-х годов вопросу выяснения перспектив нефтеносности этой области были посвящены многочисленные геологические исследования (А. Д. Архангельский, 1929; Н. С. Шатский, 1932; А. Г. Вологдин, 1938, 1939; В. М. Сенюков, 1938; Д. К. Зеgebарт, 1939<sup>1,2</sup>; Г. Э. Фришенфельд, 1939; О. В. Флерова, 1941 и ряд других). В 40 и 50-х годах проводились большие поисково-разведочные, буровые геологические работы как специальными нефтяными организациями (Якутская геолого-поисковая контора, «Востсибнефтегеология»), так и научно-исследовательскими институтами (ВСЕГЕИ, ВНИГРИ, Институты Академии наук — Геологический, Палеонтологический, Институт нефти).

Изучая литологию нижнекембрийских отложений, мы обращали внимание главным образом на морфологические особенности и характер распределения битумопроявлений в породах. Кроме того, были проведены массовые определения (более 1000 анализов) количества органического углерода в образцах различных типов пород из разных районов. Определения проводились методом мокрого сжигания (хромовым ангидридом с серной кислотой) в химической лаборатории Отдела литологии Геологического института под руководством Э. С. Залманзон.

Мы не имели возможности провести изучение состава самих битумов, кроме нескольких образцов, и не ставили перед собой такой задачи, так как подобная работа в это же время проводилась в широком масштабе в Институте нефти Академии наук СССР (Пуцилло, Соколова и Миرونнов, 1958).

Как видно из таблиц химических анализов, приведенных при описании различных типов пород, почти все образцы, в которых определялся органический углерод, содержат его в небольшом количестве (обычно сотые доли процента и лишь иногда доходит до 0,1%). Невооруженным глазом и под микроскопом органическое вещество в этих породах совершенно не заметно. Подобные количества органического углерода составляют общий фон, на котором довольно резко выделяются породы первично или вторично обогащенные органическим веществом,

Среди разнообразных форм нахождения органического вещества в таких породах можно выделить пять основных, четко отличающихся друг от друга морфологических типов: равномерное распределение органического вещества в породах; микрослоечки, обогащенные органическим веществом; скопления точечных включений черного битума (пороховидный

битум); твердый черный асфальтит в кавернах и по трещинам и жидкая нефть. Разберем более подробно каждый из выделенных типов.

1. Равномерное распределение органического вещества в породах лучше всего можно наблюдать в афанитовых известняках синской свиты. Эти породы имеют исключительно однородную темно-серую или шоколадно-коричневую окраску и довольно сильный битуминозный запах при ударе.

Равномерная окраска пластов хорошо выдерживается по простиранию. Под микроскопом органическое вещество наблюдается в виде редких равномернорассеянных бледных лимонно-желтых включений размерами до 0,005 мм среди прозрачных кристаллов кальцита, образующих мозаичную структуру. В некоторых случаях органическое вещество образует тонкую, еле различимую каемку вокруг отдельных кристаллов. Химические анализы пород показывают содержание органического углерода до 0,3—0,4%.

Менее интенсивное окрашивание и битуминозный запах наблюдаются в некоторых известняках олекминской, куторгиновой и эльганской свит. Под микроскопом присутствие органического вещества в породах различается лишь благодаря специфической желтовато-красной окраске шлифа в отраженном свете. Количество органического углерода колеблется от 0,1 до 0,2%.

То же равномерное обогащение органическим веществом наблюдается в отложениях тинновской свиты толбинского подъяруса. Все карбонатные породы этой свиты имеют однородную черную или темно-серую окраску и обладают битуминозным запахом, иногда исключительно сильным. В большинстве из них под микроскопом наблюдаются многочисленные мелкие, черные как в проходящем, так и в отраженном свете непрозрачные частицы, располагающиеся между кристаллами карбоната. Органический углерод в известняках и доломитах присутствует в количестве 0,2—0,6%, а в карбонатно-глинистых породах этой свиты содержание его достигает 0,8—2,3%.

2. Микрослоечки, обогащенные органическим веществом, встречены только в черных сланцеватых известняках синской свиты. Именно эти микрослоечки, как указывалось выше (стр. 42), и обуславливают сланцеватость черных известняков. Под микроскопом видно, что органическое вещество образует многочисленные полупрозрачные темно-коричневые включения в карбонатной части породы. Они вытянуты линейно и ориентированы параллельно друг другу (табл. XXX, 3). Анализ одного из образцов черных сланцеватых известняков, содержащего около 26% органического вещества (17,26% органического углерода), показал содержание битума «А» 0,607% на породу, что составляет около 2,3% битума «А» по отношению к массе органического вещества.

3. Скопления точечных включений твердого черного битума (пороховидный битум) встречаются в яснозернистых пористых доломитах в виде мельчайших черных точек, неравномерно распределенных по породе и участками сгущающихся в причудливые темные пятна. Иногда эти скопления распределяются полосами параллельно напластованию и как бы проявляют скрытую слоистость массивных доломитов (табл. XXX, 5). Обогащение пороховидным битумом отдельных слоев прослеживается на незначительные расстояния. Темные пористые доломиты с битумом по простиранию сменяются светлой, не содержащей включений породой.

Под микроскопом пороховидный битум наблюдается в виде мелких включений темно-коричневого полупрозрачного органического вещества, заполняющего мелкие поры и пространство между крупными кристаллами

доломита (табл. II, 4). Включения распределены по шлифу неравномерно и достаточно редко. Количество органического углерода в породах, содержащих пороховидный битум, колеблется в широких пределах, от 0,2 до 1,5—2%. Органическое вещество в значительной мере состоит из битума «А», количество которого доходит до 76%.

4. **Твердый черный асфальтит** в кавернах и трещинах встречается в самых разнообразных типах пород. Этот тип битумопроявлений наблюдается в известняках, разнообразных доломитах и карбонатных брекчиях. Битум хрупкий, обычно блестящий, реже матовый, имеет всегда чисто черную окраску. Часто битум, выполняющий каверны, находится в ассоциации с вторичным кальцитом, причем четко выделяются две разновидности этого типа. Первая разновидность встречается главным образом в темных битуминозных известняках и отличается тем, что каверна обычно окружена ореолом более сильно пропитанной битумом породы. Битум в каверне плотно прилегает к стенке, так что граница между каверной и породой почти не заметна. Вторичный кальцит в такой каверне занимает ее центральную часть. Асфальтит с кавернах (образец из подошвы синской свиты) содержит 71,7% битума «А» от массы органического вещества.

Вторая разновидность ассоциации битума и кальцита встречается в светлых, не содержащих рассеянного органического вещества породах, главным образом в яснозернистых пористых доломитах. В этом случае вокруг каверны совершенно нет никакого обогащения породы битумом, стенки каверны покрыты более или менее толстой корочкой кристаллов кальцита, а черный блестящий битум занимает центральную часть полости (табл. XXX, 4).

В менее пористых породах асфальтит обычно выполняет трещины как очень тонкие, «волосняные» (доли миллиметра), так и более крупные. В трещинах битум также иногда находится в ассоциации с кальцитом. На р. Летней (приток Нижней Тунгуски) наблюдается целая линза асфальтита размером  $1,2 \times 0,2$  м, приуроченная к трещине, секущей под небольшим углом вмещающие породы. Асфальтит содержит 76% битума «А».

Включения твердого битума встречаются и в карбонатных брекчиях, где пространство между обломками пород в ряде случаев бывает заполнено черным хрупким асфальтитом. Анализ одного из таких асфальтитов из толбачанской свиты на р. Амге показал 82,8% содержания битума «А». Если принять во внимание, что минеральный нерастворимый остаток средней пробы этого асфальтита составляет около 20%, то станет ясным, что почти вся масса органического вещества представлена битумом «А».

5. **Жидкая нефть.** В нижнекембрийских отложениях окраин Сибирской платформы известна пока лишь в незначительном количестве точек.

Первые она была обнаружена на северном склоне Алданского массива, где в 1936 г. в крелиусной скважине, заложеной В. М. Сенюковым на р. Толбе, был получен приток жидкой нефти из пласта песчаников толбинской свиты с дебитом до 110 л в сутки (в течение 15 суток). Изучение состава этой нефти, проведенное П. И. Саниным, В. Г. Пуцилло, и С. П. Успенским (1950), показало, что она является тяжелой, смолистой, содержащей большое количество серы. Удельный вес ее 0,9059, и при перегонке она почти не дает легких бензиновых фракций.

В этом же районе, скважиной, расположенной близ с. Русская Речка, в 1950 г. в отложениях эльгянской свиты был вскрыт пласт пористого доломита, пропитанного жидким нефтеподобным битумом.

В 1954 г. во внутреннем поле Иркутского амфитеатра, в скважине, пробуренной в присводовой части Осинского антиклинального поднятия

у с. Оса, из нижней части соленосной толщи журинского подъяруса, сложенной плотными трещиноватыми доломитами, получен приток нефти с дебитом до 200 л в сутки. Эта нефть относится к чрезвычайно редким так называемым белым нефтям, отличающимся легким фракционным составом. Удельный вес ее 0,740—0,754, выход светлых фракций при перегонке 96%. Пленки нефти в буровых растворах были обнаружены еще в двух скважинах Иркутского амфитеатра — у ст. Половина и на Балыхтинской разведочной площади (Васильев, Каленов и др., 1957).

Описанные морфологические типы битумопроявлений по условиям образования можно объединить в две генетические группы — первичных и вторичных битумов. Равномерность распределения органического вещества в породе, или залегание его в виде микрослоечков, ориентированных параллельно напластованию, а также четкая выдержанность по простиранию обогащенных слоев говорят о седиментационном происхождении органического вещества первых двух типов, о накоплении его одновременно с осадком, превратившимся впоследствии во вмещающую породу. Для этой группы характерно, что содержание битума «А» в породах составляет всего 3—4% от общей массы органического вещества.

Точечные включения битума (пороховидный битум), скопления твердого черного битума в кавернах и по трещинам и скопления жидкой нефти составляют группу вторичных битумов. Здесь мы видим, вместо равномерного распределения органического вещества в породах, значительную концентрацию его в отдельных участках, что особенно резко выражено тогда, когда битум заполняет крупные каверны и трещины. То обстоятельство, что скопления пороховидного битума в ряде случаев подчеркивают слоистость пород, казалось бы свидетельствовать о седиментационном накоплении органического вещества и незначительном последующем перераспределении его в процессе перекристаллизации доломитов.

Однако более внимательное изучение пород позволяет установить, что такая форма скоплений пороховидного битума обусловлена главным образом характером распределения пористости во вмещающих породах, обычно хорошо выдерживающимся по простиранию.

Органическое вещество во вторичных скоплениях имеет существенно иной состав, чем в первой генетической группе. Оно содержит большое количество битума «А», а иногда почти целиком слагается последним. Такая разница состава показывает, что наиболее легкоподвижные компоненты органического вещества (битум «А») мигрировали из материнских пород, где они находились в незначительных количествах, и образовали вторичные скопления в порах и кавернах других пород.

Явления миграции битумов можно хорошо наблюдать в нижнекембрийских отложениях северного склона Алданского массива. В этом районе огромным резервуаром органического вещества, сингенетичного вмещающей его породе, являются черные сланцеватые известняки синской свиты, содержащие до 26% органического вещества.

В подошве и кровле этих пород часто встречается твердый черный асфальтит в кавернах, тесно связанный с вмещающей битуминозной породой (первая разновидность четвертого типа битумопроявлений). Этот асфальтит представляет собой, по-видимому, результат выделения из первичного органического вещества сланцеватых известняков наиболее подвижной битумной части и перемещения последней на незначительное расстояние.

В покрывающих синскую свиту плотных известняках кутургиновой свиты нередко наблюдаются примазки асфальтита по трещинам. Еще выше, в доломитах кетеминской свиты и в покрывающих их породах среднего кембрия широко распространены каверны, центральная часть которых заполнена твердым асфальтитом (вторая разновидность четвертого типа).

Таким образом, во всем разрезе отложений, залегающих выше синской свиты, наблюдаются довольно интенсивные вторичные битумопроявления, указывающие на способность битумов, происходящих из синской свиты, к вертикальной миграции на значительное расстояние. Трудно предположить какой-либо другой источник этих битумопроявлений, так как в верхней части кембрийского разреза полностью отсутствует первичное обогащение пород органическим веществом, за исключением кутургиновой свиты, лежащей непосредственно на синских отложениях. По простирающую синская свита переходит в эльганскую, сложенную чередующимися слабобитуминозными известняками и яснозернистыми пористыми доломитами. В последних очень широко распространен пороховидный битум, а иногда встречаются и каверны с асфальтитом. Источником этих вторичных битумопроявлений может быть первичное органическое вещество эльганских известняков, но весьма вероятно и боковая миграция битумов из синской свиты. Характерно, что в тех районах, где на эльганской свите залегают глинистые и галогенные породы (Наманинская и Русскоречкинская скважины, р. Толбачан), она резко выделяется в разрезе значительной обогащенностью битумом. В тех же районах, где ее отложения граничат и сверху, и снизу с пористыми доломитами (р. Амга), битумопроявления в последних почти также обильны, как в самой эльганской свите.

Остановимся кратко на распространении органического вещества и битумопроявлений в нижнекембрийских отложениях.

Из районов, непосредственно изученных нами, наиболее яркие битумопроявления как первичные, так и вторичные развиты на северном склоне Алданского массива. Преимущественно на основе сделанных здесь наблюдений и составлена нами приведенная выше общая характеристика битумопроявлений.

Первичное обогащение пород органическим веществом встречено в этом районе в ряде стратиграфических горизонтов. Кроме пород синской свиты, битуминозным запахом и повышенным содержанием органического углерода (первый морфологический тип) обладают разновозрастные известняки эльганской свиты, известняки вышележащего олекминского горизонта (кутургиновая и олекминская свиты) и некоторые прослои известняков царской свиты.

Вторичные битумопроявления в отложениях ленского яруса, связаны, по-видимому, с миграцией битумов из синской свиты. Наиболее ярко выражены они в северо-восточной части Алданского массива (р. Лена между селами Жура и Покровское). Еще восточнее, в бассейне рек Май и Аллах-Юны включения твердого битума нередко встречаются в мощной толще среднекембрийских отложений, которые залегают непосредственно на пиниканской (аналоге синской) свите (Бобров и др., 1954). В более западной части Алданского массива вторичные битумопроявления приурочены, как уже указывалось, преимущественно к эльганской свите.

Кроме ленского яруса, вторичные битумопроявления всех типов распространены широко на Алданском массиве в пористых доломитах и песчаниках толбинского подъяруса (толбинская и юдомская свиты). Интенсивность их неодинакова в различных участках. Совершенно неясны источники этих вторичных битумов, так как заведомо первичное органическое вещество в сколько-нибудь заметных количествах отсутствует в толбинских отложениях. Миграции же битумов из синских известняков препятствуют подстилающие их, обогащенные глинистым материалом плотные породы журинского подъяруса, битумопроявления в которых встречаются очень редко и только близ границы с синским горизонтом.

На обширной территории окраин Байкало-Патомского нагорья обогащение пород органическим веществом и вторичные битумопроявления

встречаются крайне редко; значительное первичное обогащение органическим веществом наблюдается лишь в породах тинновской свиты, описанных выше. Вещество это, как видно при изучении его под микроскопом, похоже на углистый материал, однако очень резкий, несомненно битуминозный запах пород и следы битума, обнаруженные в них люминисцентным анализом, заставляют предполагать, что первоначально органический материал не был углистым и лишь в дальнейшем подвергся изменению вместе с вмещающими породами, в которых наблюдаются некоторые признаки метаморфизации.

В лежащих выше нижнекембрийских отложениях этого района лишь в отдельных прослоях известняков наблюдается несколько повышенное содержание органического углерода и слабый битуминозный запах.

Вторичные битумопроявления на окраинах Байкало-Патомского нагорья, судя по нашим наблюдениям, полностью отсутствуют<sup>1</sup>. По-видимому это связано как с отсутствием заметных первичных скоплений органического вещества в породах ленского яруса, так и с тем, что органическое вещество тинновской свиты в результате метаморфизации потеряло способность к перемещению.

Судя по литературным данным (Бобров и др., 1954; Васильев и др., 1957; Юркевич, 1954), значительные первичные и вторичные битумопроявления отсутствуют в нижнекембрийских отложениях юго-западной окраины Сибирской платформы в районах Западного Прибайкалья, Присаянья и по окраинам Енисейского кряжа. Исключением является территория внутреннего поля Иркутского амфитеатра, где за последние годы в сводовых частях некоторых антиклинальных поднятий глубоким бурением обнаружены интенсивные газовые проявления и в буровой скважине у с. Оса легкая жидкая нефть.

Интенсивные битумопроявления появляются вновь лишь на северо-западе изученной территории, в Туруханском районе, где они встречены в двух горизонтах нижнего кембрия. В нижней части платоновской свиты (толбинский подъярус) включения черного битума наблюдаются в мелких кавернах базального конгломерата и в тонких трещинах среди доломитов нижней пачки свиты. Весьма значительные битумопроявления наблюдаются в верхней части кембрийского разреза, в костинской свите. Они представлены как пороховидным битумом, широко распространенным в пористых яснозернистых доломитах, так и более крупными включениями битума, заполняющими вместе с кристаллами вторичного кальцита отдельные каверны и трещины. На правом берегу р. Летней была встречена крупная линза битума, описанная выше. Так же как и в восточной части Алданского массива, в Туруханском районе интенсивные битумопроявления приурочены и к вышележащим отложениям (ордовик-силур).

Изложенный фактический материал позволяет выявить некоторые закономерности в распределении первичных и вторичных скоплений органического вещества.

Прежде всего, первичное обогащение органическим веществом наблюдается почти исключительно в чисто карбонатных породах. В глинисто-карбонатных породах встречаются отдельные прослои с несколько повышенным количеством органического углерода, но, как правило, оно не превышает нормального кларкового содержания.

Среди карбонатных пород совершенно отчетливо выявляется приуроченность первичного обогащения к наиболее чистым по составу известнякам, преимущественно к типу хомогенных афанитовых известняков (известняки синской, эльганской, олекминской и куторгиновой свит) или изредка к перекристаллизованным известнякам (тинновская и пниканская свиты).

<sup>1</sup> Имеются указания, что на р. Чае в известково-сланцевой свите (аналог тинновской свиты) Шерром было встречено включение черного битумоподобного вещества.

Такой парагенез органического вещества с чистыми хемогенными известняками, по-видимому, исключает возможность связывать его происхождение с приносом материала с суши.

Ряд исследователей связывали образование битумов с водорослями, широко развитыми в нижнекембрийских отложениях. Однако обычно строматолитовые известняки имеют светлую окраску, и некоторое обогащение органическим материалом встречается в них лишь изредка. Часто наблюдается приуроченность вторичных битумов к строматолитовым доломитам, но это объясняется только большей пористостью этих пород по сравнению с плотными хемогенными доломитами.

Незначительное количество бентальных организмов, даже в наиболее богатых органическими остатками отложениях, не могло, конечно, играть сколько-нибудь заметной роли в накоплении органического вещества и наиболее вероятным источником его могли быть только планктонные организмы — зоо- и фитопланктон.

Органическое вещество, накопившееся в известковом осадке, испытывало преобразования, приводившие к появлению некоторого количества битумов нефтяного типа, которые обладали способностью к перемещению и образовывали вторичные скопления. Так как в нижнекембрийских отложениях относительно наилучшими коллекторскими свойствами обладают яснозернистые и строматолитовые доломиты, то вторичные битумопроявления, в отличие от первичных, приурочены главным образом к доломитовым породам.

## Глава III

# ФАЦИИ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ НИЖНЕКЕМБРИЙСКОГО БАСЕЙНА

### ПРИНЦИПЫ, ПОЛОЖЕННЫЕ В ОСНОВУ ВЫДЕЛЕНИЯ ФАЦИАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ ДЛЯ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

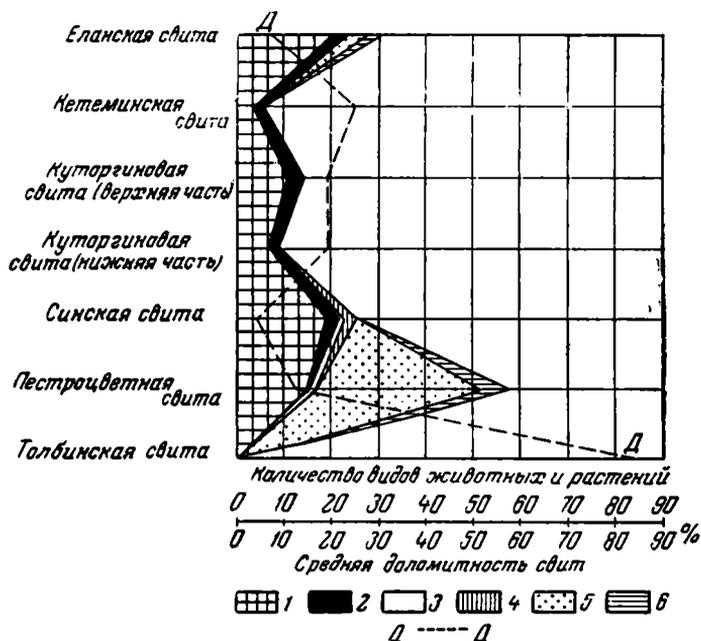
Прежде чем приступить к описанию фаций нижнекембрийских отложений и их распространения во времени и пространстве, необходимо выяснить, какие критерии могут быть положены в основу их выделения.

Нижнекембрийские отложения по окраинам Сибирской платформы выходят на поверхность узкой полосой, и лишь для отдельных участков (северный склон Алданского массива и внутренние части Иркутского амфитеатра) имеется материал по более широкой площади. Благодаря этому мы можем наблюдать изменения характера отложений лишь по простирацию, но и эти наблюдения по условиям обнаженности в большинстве случаев сводятся к изучению отдельных, иногда очень полных, разрезов по долинам наиболее крупных рек. Отсутствие площадных исследований, естественно, затрудняет фациальный анализ и восстановление палеогеографических зон нижнекембрийского бассейна. С другой стороны, как видно из изложенного выше материала по описанию разрезов и типов пород, на большей части изучаемой территории нижнекембрийские отложения представлены почти исключительно карбонатными породами главным образом химического и в меньшей степени биохимического происхождения с очень редкими фаунистическими остатками. Такой характер нижнекембрийских отложений показывает, что определяющим фактором в условиях образования большей части пород была степень осолонения бассейна, которая, следовательно, и должна быть положена в основу выделения нами фациальных областей и групп фаций.

Следует подробнее остановиться на критериях, позволяющих с достаточной достоверностью определять степень осолонения бассейна. С одной стороны, соленость должна отражаться на вещественном составе осадков. Так, например, прямым показателем высокой степени осолонения бассейна является наличие в разрезах сульфатных пород и каменной соли. Вероятно, в древних водоемах, так же как и в современных, садка солей начиналась лишь тогда, когда соленость воды достигала очень высокой степени. С другой стороны на примере современных морей наглядно видно влияние на видовой состав фауны, изменений солености как в сторону опреснения, так и в сторону осолонения. Даже небольшое от-

клонение от нормальной солености приводит к резкому сокращению числа видов организмов, населяющих; такой бассейн. Отсюда естествен и обратный вывод: наблюдая изменение фауны, в ряде случаев можно говорить об изменениях солености древнего водоема.

Так, богатый комплекс разнообразной фауны достоверно говорит о накоплении заключающих его отложений в условиях нормальной для того времени солености<sup>1</sup>. Однако необходимо учитывать, что наряду с соленостью, на развитие всего комплекса фауны и в особенности отдельных групп организмов оказывают большое влияние газовый режим водоема, глубина бассейна, характер грунта дна, чистота и температура воды, наличие



Фиг. 50. Распространение различных групп морских животных и растений в нижнекембрийских отложениях восточной части северного склона Алданского массива и средняя доломитность свит

1 — трилобиты; 2 — брахиоподы; 3 — птероподы; 4 — губки; 5 — археоциаты; 6 — водоросли; Д — Д — линия средней доломитности

волнений и течений и некоторые другие факторы. Поскольку и вещественный состав пород, и характер содержащейся в них фауны должны отражать условия солености бассейна, мы попытались выяснить их взаимную связь в изученных нами отложениях. С этой целью был составлен график зависимости распространения морских организмов в различных свитах нижнего кембрия северо-востока Алданского массива от средней доломитности этих свит, сложенных исключительно карбонатными породами (фиг. 50).

Для его построения было подсчитано по свитам отдельно для каждой группы организмов количество встреченных видов. Необходимый для этого цифровой материал был взят из работ Н. В. Покровской (1954), Н. П. Суворовой (1954, 1956), И. Т. Журавлевой (1954), К. Б. Кордэ (1955). На график были нанесены кривые количества видов трилобитов, брахиопод,

<sup>1</sup> Большинство исследователей, учитывая необратимую эволюцию гидросферы, считает, что в абсолютных выражениях нормальная соленость древних водоемов была несколько меньше. Так, Н. М. Страхов (1948) сделал приблизительный расчет, по которому соленость нижнекембрийского океана была равна приблизительно 2,5—3%.

птеропод, губок, археоциат и эпифитоновых водорослей, т. е. всех основных групп организмов, распространенных в нижнем кембрии этого района.

Кроме того, для каждой свиты была вычислена средняя доломитность карбонатной части разреза. При этом нами по возможности учитывался лишь первичный сингенетический доломит. Для определения средней доломитности бралась 20—100-метровая пачка типичного разреза свиты, для которого имеется послойное описание. Выделялись основные типы пород, слагающих эту пачку, и подсчитывалась их суммарная мощность. Для каждого из типов по данным нескольких химических анализов вычислялось среднее содержание в нем доломита. На основе полученных цифр вычислялась средняя доломитность всей свиты.

Анализ полученного графика показывает тесную связь доломитности свит с количеством фауны в них. Кривая средней доломитности — почти точное зеркальное отражение суммарной кривой количества трилобитов, брахиопод, птеропод и губок. Наибольшее разнообразие этих организмов и в то же время наименьшая доломитность характерна для синской и еланской свит. В пестроцветной и кутургиновой свитах мы имеем несколько большую доломитность и несколько более обедненную фауну. И, наконец, целиком доломитная толбинская свита совершенно не содержит фауны. Таким образом, из этого графика ясно, что изменение доломитности разреза мы вправе рассматривать как признак изменения солености водоема наравне с колебаниями в разнообразии фауны и содержанием сульфатных и галогенных пород.

Приведенный график в некоторых случаях подчеркивает также смену биоценозов, не связанную, по-видимому, с соленостью. Так, существенно археоциатово-водорослевый биоценоз пестроцветной свиты сменяется в синское время трилобитово-брахиоподовым биоценозом, в котором незначительную роль играют птероподы и губки, а водоросли и археоциаты полностью исчезают. Вновь они появляются лишь в еланской свите. По-видимому, на развитие археоциат и эпифитоновых водорослей помимо солености, которая в пестроцветной свите не была минимальной, определяющее влияние оказывала глубина бассейна. Лишь при большом мелководье и проникновении достаточного количества света они могли пышно развиваться. Исчезновение археоциат и водорослей в синское время, когда соленость бассейна стала наиболее нормальной, является прямым следствием углубления бассейна. Таким образом, при анализе этого графика с точки зрения определения степени солености следует учитывать только те формы организмов, развитие которых не столько тесно связано с глубиной бассейна — прежде всего трилобиты.

На генетическую связь доломита с повышенной соленостью водоемов, кроме приведенных данных, указывает также парагенез каменной соли и сульфатов с доломитами, всегда наблюдавшийся в изученных нами отложениях. Этот вывод, сделанный на имевшемся у нас материале, вполне согласуется с данными, полученными при изучении первичных доломитов самого различного возраста, образование которых большинство исследователей объясняет повышением солености морской воды. Очень редки исключения из этого правила, объясняющиеся местными специфическими условиями (Осипова, 1956).

Наряду с карбонатными и галогенными отложениями, для которых определяющим фактором в условиях образования являлась соленость водоема, в отдельных районах, в нижних частях разреза кембрия, развиты мощные терригенные толщи, состав и строение которых зависели главным образом от характера областей размыва и гидродинамического режима водоема. По вещественному составу, структурным и текстурным особенностям и характеру строения этих толщ в целом среди них можно различить несколько типов.

На основе изложенного выше в нижнекембрийских отложениях окраин Сибирской платформы могут быть выделены следующие основные группы фаций:

1. Группа фаций зоны бассейна, характеризующейся нормальной соленостью морской воды, представлена почти исключительно чистыми известняками. Доломит в этих отложениях встречается редко, как исключение, и количество его никогда не превышает 8—10%. Эти фации характеризуются богатым и весьма разнообразным комплексом фауны.

2. Группа фаций зоны бассейна, характеризующейся соленостью, близкой к нормальной, представлена известняками, среди которых присутствует некоторое количество смешанных известково-доломитовых пород. Комплекс фауны, характерный для этой группы фаций, несколько менее разнообразен, чем в предыдущем случае, и обычно беднее в количественном отношении.

3. Группа фаций зоны бассейна с соленостью, переходной от нормальной к повышенной, объединяет большое количество разнообразных фаций, образующих своего рода ряд, иллюстрирующий постепенно нарастающее осолонение водоема. Для всех них характерно присутствие как чистых известняков и смешанных известково-доломитовых пород, так и чистых первичных доломитов. Количество и соотношение тех и других могут быть различными и степень доломитности отложений фаций этой группы в целом колеблется в очень широких пределах (фиг. 51). Остатками фауны отложения переходных фаций бедны, и в средних и конечных членах ряда характерно присутствие незначительного количества видов (иногда представители лишь одного рода) и мелкие, явно угнетенные формы.

4. Группа фаций зоны бассейна, характеризующейся повышенной соленостью воды, представлена разнообразными доломитами, среди которых известняки встречаются лишь как исключение. Иногда наблюдаются включения гипса и ангидрита. Фауна в отложениях этой группы фаций не обнаружена.

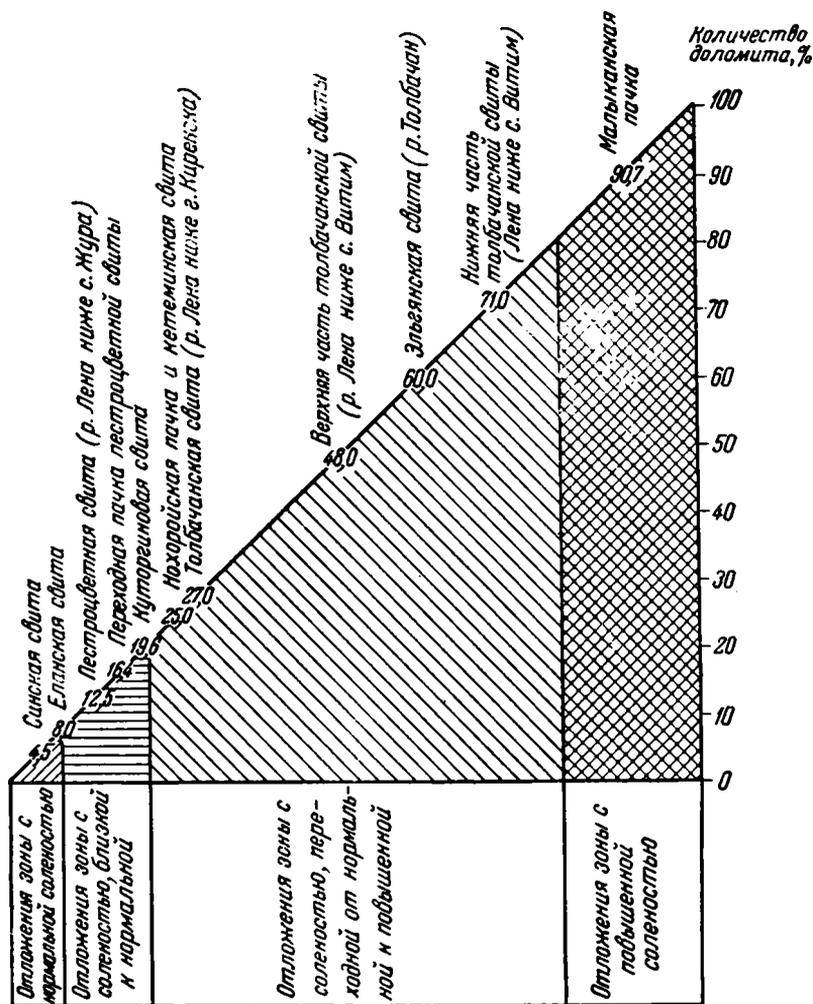
5. Группа фаций солеродной зоны бассейна, т. е. зоны с максимальной соленостью. Эта группа объединяет ряд фаций от отложений, представленных доломитами с отдельными прослоями гипса и ангидрита, до соленых толщ, где основная порода — каменная соль, а доломиты имеют подчиненное значение. Остатков фауны в этих отложениях нигде обнаружено не было.

6. Группа терригенных морских фаций состоит преимущественно из флишеподобного чередования полимиктовых (обычно граувакковых) песчаников, алевролитов и аргиллитов. Судя по наличию в этих отложениях некоторого количества карбонатного материала, представленного то доломитом, то кальцитом, соленость бассейна во время их накопления была, по-видимому, в общем близкой к переходной.

7. Группа терригенных фаций прибрежных частей морского бассейна представлена красноцветными волнисто- и косослоистыми песчаниками и алевролитами, часто с примесью более грубого материала. Встречающиеся местами прослой карбонатных пород сложены исключительно доломитом, что, по-видимому, указывает на повышенную соленость водоема.

Как видно из приведенной характеристики фациальных групп, для суждения об относительной солености различных зон нижнекембрийского бассейна мы широко использовали относительную доломитность отложений. На прилагаемом графике (см. фиг. 51) мы попытались дать приблизительную оценку степени доломитности отложений различных фациальных групп. Для этого нами были сделаны соответствующие подсчеты по разрезам некоторых свит, наиболее типичных представителей той или иной группы фаций.

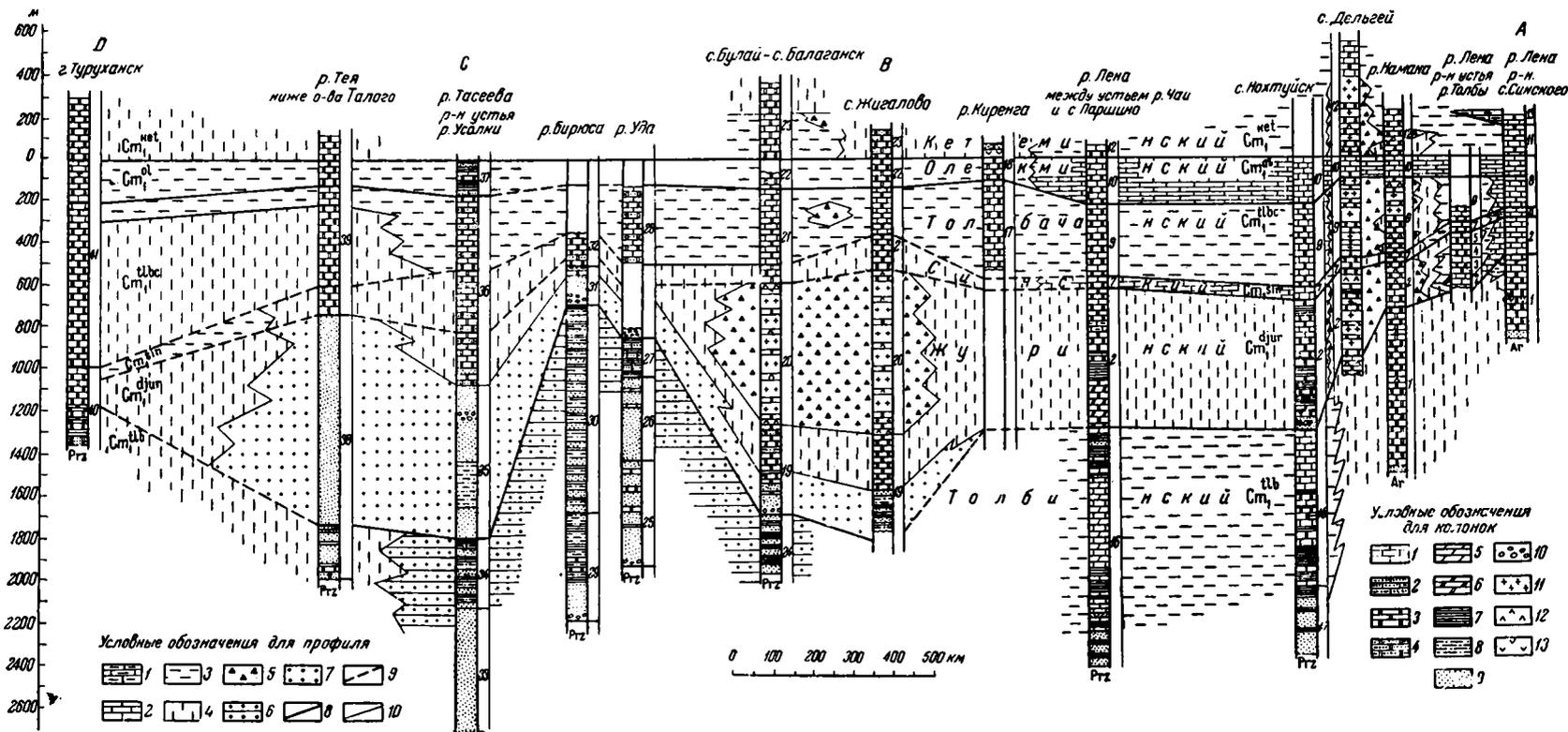
Внутри перечисленных групп для разных районов и тех или иных конкретных разрезов в зависимости от степени их изученности может быть выделен, конечно, ряд отдельных детально охарактеризованных фаций. Однако в настоящей работе на картах, составленных для каждого из стратиграфических горизонтов и профилей, нам пришлось ограничиться выделением лишь указанных обобщенных групп фаций или фациальных областей, как имеющих значение для всей огромной рассматриваемой территории.



Фиг. 51. Содержание доломита в отложениях зон бассейнов, характеризующихся различной соленостью

При составлении прилагаемых фациальных профилей (фиг. 53—56) за опорный горизонт, по кровле которого сопоставлены все разрезы, взят олекминский, так как вышележащие нижнекембрийские отложения (ке-теминский и еланский горизонты) иногда частично, а местами и целиком размыты. К тому же этот горизонт является наиболее выдержанным по составу пород, заключенной в нем фауне и мощности. Ввиду огромной протяженности профиля и для того, чтобы отразить в разрезах хотя бы в грубых чертах состав отложений, пришлось прибегнуть к значительному увеличению вертикального масштаба по сравнению с горизонтальным.





Фиг. 53. Схематический фациальный профиль нижнекембрийских отложений по южной и западной окраинам Сибирской платформы

Условные обозначения для колонок: 1 — известняк; 2 — песчаный известняк; 3 — доломит; 4 — песчаный доломит; 5 — мергель; 6 — доломитовый мергель; 7 — аргиллит; 8 — алевролит; 9 — песчаный; 10 — конгломерат; 11 — каменная соль; 12 — ангидрит; 13 — гипс. Условные обозначения для профиля: 1 — отложения бассейна с нормальной соленостью; 2 — отложения бассейна с соленостью, близкой к нормальной; 3 — отложения бассейна с соленостью, переходной от нормальной к повышенной; 4 — отложения бассейна с повышенной соленостью; 5 — отложения солеродного бассейна; 6 — терригенные отложения, местами флишеподобные, бассейна с соленостью, переходной от нормальной к повышенной; 7 — прибрежно-морские терригенные отложения бассейна с повышенной соленостью; 8 — граница стратиграфических горизонтов; 9 — условная граница стратиграфических горизонтов; 10 — граница разнофациальных отложений. Названия сит: 1 — толбинская, 2 — пестроцветная, 3 — нохоройская, 4 — чуранская, 5 — малынанская, 6 — синская, 7 — эльганская, 8 — куторгиновая, 9 — толбачанская, 10 — олекминская, 11 — кетеминская, 12 — чарская, 13 — сланская, 14 — жербинская; 15 — тинювская, 16 — известково-сланцевая, 17 — тулононская, 18 — мунокская, 19 — мотская, 20 — солонская, 21 — белская, 22 — булайская, 23 — ангарская, 24 — ушановская, 25 — богатырская, 26 — удинская, 27 — айси-ская, 28 — шидейская, 29 — карагасская, 30 — оселочная, 31 — усть-тагульская, 32 — тальская, 33 — ковальская, 34 — аleshинская, 35 — шальгинская,

Отложения толбинского подъяруса развиты почти всюду на изученной территории, но в различных ее частях представлены различными образованиями. Необходимо еще раз отметить, что, к сожалению, они изучены нами хуже, чем все остальные горизонты нижнего кембрия, так как мы наблюдали их непосредственно лишь в незначительном количестве разрезов по окраинам Байкало-Патомского нагорья и в некоторых отдельных точках на западе района. Для всей остальной территории имелся лишь литературный материал, часто недостаточно подробный, и ряд свит отнесен нами к толбинскому подъярусу условно. Благодаря этому о фациях толбинских отложений мы можем судить лишь весьма приблизительно.

На востоке изученной территории в Юдомо-Майском районе и на всем северном склоне Алданского массива начало толбинского времени ознаменовалось трансгрессией моря и установлением морского бассейна. В этот период образовались маломощные слои базальных песчаников. Все последующее время на этой территории шло накопление типичных тонкозернистых, реже мелкозернистых седиментационных доломитов, иногда с примесью сульфатных пород. Лишь в отдельные сравнительно короткие периоды наблюдался принос в бассейн большого количества терригенного материала.

Развитие среди карбонатных пород толбинской и юдомской свит исключительно доломитов, отсутствие в них фауны дают основание считать, что они образовались в бассейне с сильно повышенной соленостью, которая не оставалась постоянной. Иногда соленость доходила до столь высокой степени, что местами начинали выпадать сульфаты (скважины Амга-Зерносовхоз, Олекминская, Наманинская). К концу толбинского времени в районе, ныне вскрытом скважинами Синского участка и р. Амги (Амга I и Амга II), произошло постепенное уменьшение степени солености воды, с чем было связано появление в верхах толбинской свиты большого количества известняков.

Очень широкое развитие строматолитов и онколитов в толбинской свите указывает на чрезвычайную мелководность бассейна в пределах всего северного склона Алданского массива. Условия мелководья способствовали движениям водной массы, что привело к появлению в породах оолитовых текстур, а также отмечаемой во многих местах косой слоистости.

Наблюдавшиеся изменения гранулометрического и минералогического состава песчаников в пределах северного склона Алданского массива с юго-юго-запада на северо-северо-восток говорят о том, что источниками его были располагавшиеся где-то южнее участки суши. В направлении к центральному частям массива мощность толбинской свиты уменьшается от 400 м на его северо-восточном склоне до 125 м на юге, в районе верхнего течения р. Алдан. Постепенное, но значительное нарастание мощности толбинских отложений до 800 м происходит на северо-западном склоне массива (фиг. 54).

При переходе к окраинам Байкало-Патомского нагорья в отложениях толбинского подъяруса можно наблюдать значительные фациальные изменения. Начало нижнего кембрия в этом районе ознаменовалось накоплением мощных песчаников жербинской свиты. Особенности строения песчаниковой толщи говорят о том, что образование их происходило в каких-то переходных от морских к континентальным условиям, поскольку характер косой слоистости в отдельных пачках ближе всего напоминает слоистость аллювиальных отложений. Почти чисто кварцевый состав пород и хорошая окатанность зерен позволяют предполагать, что обломочный материал до своего отложения испытал весьма длительный перенос.



по ширине нескольких десятков километров, вначале отлагался песчаный материал, вместе с которым сюда периодически сносилось большое количество более крупных обломков пород, образовавших крупные линзы конгломератов. В дальнейшем грубый галечный материал поступал в бассейн во все меньшем и меньшем количестве, и со второй половины толбинского времени в этом районе началось накопление ритмично чередующихся терригенных отложений от песчаников до аргиллитов включительно. Судя по литературным данным, они вполне аналогичны отложениям этого же времени, развитым северо-западнее, где детальное их изучение, проведенное нами (Григорьев, 1956), показало, что по характеру чередования и типам слагающих пород, их структуре и текстурным особенностям, описанным выше, а также по большим мощностям этих отложений они являются типичным терригенным флишем. Появление флиша, согласно существующим точкам зрения на его образование, позволяет говорить о существовании здесь сравнительно глубоководного бассейна, расположенного в пределах некомпенсированного прогиба<sup>1</sup>. Полная мощность терригенных отложений ушаковской свиты на р. Кидуса достигает 1500 м.

Во внутреннем поле Иркутского амфитеатра, судя по разрезам буровых скважин, характер толбинских отложений существенно иной. Ушаковская свита здесь представлена исключительно песчано-глинистыми породами, в которых не наблюдается правильного ритмичного чередования. Грубые конгломераты полностью отсутствуют. По сравнению с Прибайкальем общая мощность отложений уменьшается в три-четыре раза (фиг. 55)<sup>2</sup>. Несомненно, что эта часть толбинского бассейна находилась дальше от источников сноса, чем Прибайкалье и, весьма вероятно, была более мелководной.

В Присянье и на окраинах Енисейского кряжа условия накопления осадков в течение толбинского времени довольно сильно менялись. К началу нижнего кембрия ко всей этой территории было приурочено накопление базальных красноцветных песчаников и конгломератов. В следующий этап толбинского времени почти на всей указанной территории накоплялись кварцевые и аркозовые кварцитовидные песчаники, ритмично переслаивающиеся с филлитами. К сожалению, имеющиеся литературные данные по этим районам не позволяют судить достаточно уверенно о фациальной принадлежности отложений нижней части толбинского подъяруса.

В конце толбинского времени в Присянье и на окраинах Енисейского кряжа, как, по-видимому, и в южной части Западного Прибайкалья, установились условия накопления терригенного флиша, который, как упоминалось выше, здесь наиболее типично выражен. Накопление флиша в этом районе было приурочено к сравнительно узкому (в несколько десятков километров шириной) прогибу. Ближе к центральным частям Енисейского кряжа на склоне этого прогиба в отдельных участках (р. Вороговка) в это же время образовалась мощная толща грубых конгломератов, напоминающих по своему облику «дикий флиш». Максимальные мощности отложений толбинского подъяруса в этих районах колеблются от 1000 до 1500 м.

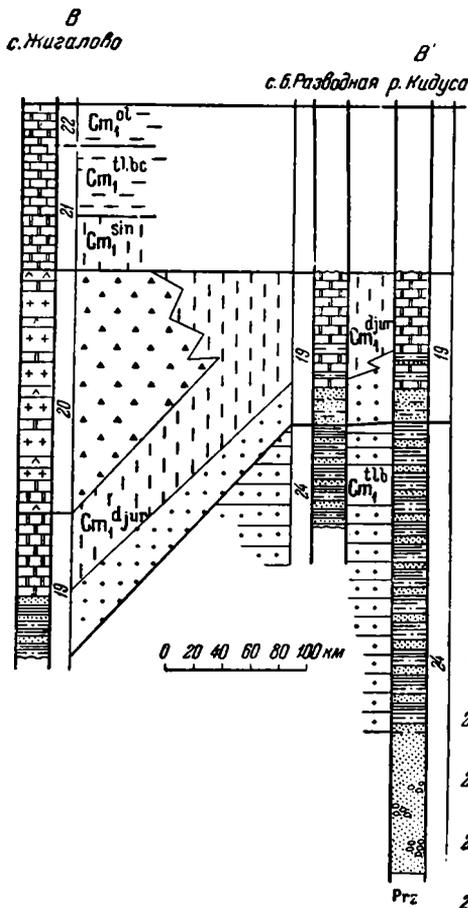
К востоку от Енисейского кряжа происходит резкое сокращение мощности толбинских отложений до 150—200 м (р. Иркинева, низовье р. Теи) (фиг. 56). Одновременно с изменением мощности в них исчезает типичная флишеподобная ритмичность, в разрезе появляются разнообразные доломиты, и роль песчаных пород уменьшается. По условиям повы-

<sup>1</sup> На существование прогиба в ушаковское время в Западном Прибайкалье указывал уже давно Е. В. Павловский (1937).

<sup>2</sup> Разрез скважины Б. Разводной условно перенесен на профиль с учетом общего простиранья структуры.

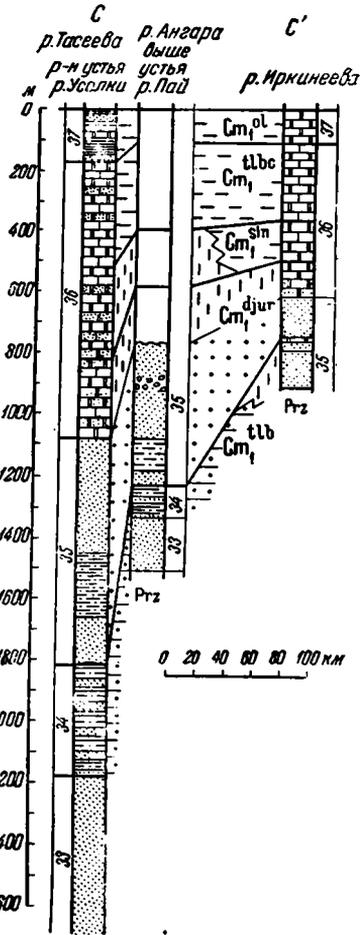
шенной солености и мелководности толбинский бассейн в этом районе уже мало отличается от северного склона Алданского массива.

Условия мелководного бассейна повышенной солености существовали также и в Туруханском районе, где в течение всего этого времени накопились разнообразные доломиты небольшой мощности со следами перемывов, знаками ряби, строматолитами.



Фиг. 55. Схематический фациальный профиль нижнекембрийских отложений через юго-восточное Прибайкалье

Условные обозначения те же, что на фиг. 53



Фиг. 56. Схематический фациальный профиль нижнекембрийских отложений через юго-восточную окраину Енисейского края (по данным М. А. Семихатова)

Условные обозначения те же, что на фиг. 53

Из описанного выше видно, что условия, существовавшие в едином толбинском бассейне, были неодинаковыми в различных районах южной и западной окраин Сибирской платформы. На северном склоне Алданского массива и в Туруханском районе накапливались почти исключительно доломитовые породы сравнительно небольшой мощности. На окраинах Байкало-Патомского нагорья в это время наряду с карбонатными породами различного состава отлагались песчано-глинистые породы, общая мощность отложений здесь достигает 1200 м. В более западных частях Сибирской платформы, начиная от Западного Прибайкалья до окраин

Енисейского кряжа, накопились исключительно терригенные породы. Для районов, непосредственно примыкающих к областям размыва, характерны максимальные мощности толбинских отложений и их флишевое строение.

## ФАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ ЖУРИНСКОГО ПОДЪЮРУСА

(фиг. 57 и 53)

Жури́нский подъярус по сравнению с остальными горизонтами нижнего кембрия отличается на изученной нами территории наибольшим разнообразием фаций (фиг. 57). Особенно интересный и детально проработанный материал для этого времени имеется по северному склону Алданского массива, в восточной части которого жури́нский подъярус представлен отложениями, образовавшимися, по-видимому, в условиях бассейна с соленостью, лишь очень немного отличавшейся от нормальной. Об этом говорит как весьма незначительная (около 13%) доломитность пестроцветной свиты, так и характеризующий ее комплекс фауны. Наиболее чутко реагирующие на изменения солености трилобиты и брахиоподы имеют здесь достаточно разнообразный видовой состав (15 видов трилобитов), хотя встречаются в очень небольшом количестве экземпляров. Характернейшей чертой органического мира этого бассейна является исключительно большое развитие археоциат по количеству видов (около 30) и экземпляров, причем нередко они становятся порообразующими организмами. Какие именно условия благоприятствовали такому пышному расцвету археоциат, не встречающемуся больше ни в одном горизонте нижнего кембрия, сказать трудно.

О значительной мелководности моря говорит наличие археоциат и в особенности присутствие эпифитоновых водорослей, слагающих иногда целиком прослой известняков. По-видимому, временами движения воды достигали морского дна, так как в нижней части свиты можно наблюдать кубки археоциат в лежащем положении, однако эти движения не были достаточно сильными, чтобы кубки разрушить.

В бассейн периодически приносился терригенный материал, примесь которого к хемогенному карбонатному илу давала красные глинистые известняки. Изучение нерастворимых остатков этих известняков показало, что они почти целиком (98%) состоят из пелитовых частиц размером менее 0,01 мм, что указывает на удаленность источников терригенного материала.

Условия образования осадков в течение жури́нского времени несколько изменялись. Так, снизу вверх постепенно убывает количество глинистого материала и доломитность пород; они увеличиваются вновь лишь в верхних 30 м пестроцветной свиты (переходная пачка). Постепенно уменьшаются кверху и признаки мелководности. В средней части разреза археоциаты захоронены уже в прижизненном вертикальном положении, а в переходной пачке исчезают полностью наиболее мелководные организмы — эпифитоновые водоросли.

Таким образом, в восточной части северного склона Алданского массива осадки жури́нского подъяруса отлагались в условиях мелководного морского водоема, отличающихся от условий нормально соленого моря лишь периодическими незначительными повышениями солености до степени, допускавшей совместное накопление кальцита и доломита. Периодические колебания в области суши, располагавшейся, по-видимому, так же как и в толбинское время, где-то в районах, лежащих к югу от Алданского массива, обусловили периодичность поступления в водоем глинистого материала и красного железистого вещества, придававшего характерную пестроцветность этим отложениям.



Описанный фациальный тип журинского подъяруса с некоторыми значительными изменениями прослеживается по р. Лене между с. Жура и с. Синским, в нижнем течении р. Ботомы, на р. Амге в скважинах Амга I и Амга II, по р. Алдан ниже с. Томмот и по р. Мае. Западнее указанного района отложения журинского подъяруса испытывают на коротком расстоянии значительные фациальные изменения, которые местами удается проследить непосредственно в обнажениях, и на отрезке р. Лены, между устьем р. Толбы и с. Жура, мы наблюдаем уже сложно построенный полифациальный разрез его.

Для самой нижней части разреза здесь еще полностью сохраняются описанные выше условия, но уже в отложениях нохоройской пачки появляются признаки более значительного осолонения бассейна. Об этом говорит прежде всего то, что почти все породы этой пачки представляют собой первично смешанные кальцитово-доломитовые осадки и количество доломита в некоторых прослоях весьма значительно, так что общая доломитность пачки достигает 25%. Повышение солености оказалось определенное влияние и на органическую жизнь в бассейне, так как резко уменьшилось количество видов трилобитов (три вида), хотя характер комплекса фауны в общем сохранился тот же — значительным разнообразием пользуются археоциаты (13 видов), встречаются брахиоподы и птероподы. Поступление терригенного материала в нохоройское время несколько уменьшилось и не имело периодического характера. Присутствие археоциат и эпифитоновых водорослей указывает на сохранение мелководных условий в водоеме.

В следующий этап времени глубина этого участка морского бассейна еще более уменьшилась, так как весь облик пород чуранской пачки свидетельствует об отложении их в зоне взмучивания. Об этом говорит прежде всего оолитовая структура известняков и доломитов и присутствие в них онколитов. На большую интенсивность движений воды, нередко достигавших дна и взламывавших уже значительно литифицированный осадок, указывают многочисленные известняковые песчинки и галечки, наблюдающиеся среди оолитов, а иногда слагающие основную массу породы. В ряде случаев на поверхности обнажения оолитовых пород хорошо различается косая слоистость.

В последний этап журинского времени в этом районе установились уже типичные условия повышенной солености бассейна, в которых отлагались чисто доломитовые осадки, образовавшие толщу чередования пелитоморфных и яснозернистых доломитов с частыми «щелями» от включений мелких кристаллов гипса (мальканская пачка).

Западнее и южнее описанной средней части северного склона Алданского массива такие условия повышенной солености существовали с самого начала журинского времени. В направлении к западу степень осолонения бассейна постепенно нарастала, что выражалось в увеличении количества сульфатных пород, и, наконец, территория Березовской впадины представляла собой уже настоящую солеродную зону, в которой около 40% осадков составляла каменная соль, чередующаяся с доломитами, доломитовыми мергелями, ангидрито-доломитами и ангидритами (см. фиг. 54). Терригенный материал был представлен здесь, так же как и восточнее, тонким глинистым веществом, но поступал в несколько большем количестве. В отложениях осолоненной зоны полностью исчезает весь комплекс фауны, характерный для пестроцветной свиты восточного района, и органические остатки встречаются лишь в виде редких строматолитовых образований и онколитов, сложенных доломитом. Мощность журиньских отложений в солеродной зоне значительно возрастает — от 160—200 м на северо-востоке и в центральной части Алданского массива до 400 м в пределах Березовской впадины.

При переходе из района Березовской впадины в область окраин Байкало-Патомского нагорья отложения журиинского подъяруса на коротком расстоянии испытывают фациальные изменения. Однако эти изменения менее резки, чем те, которые претерпевали отложения толбинского подъяруса. Здесь исчезают каменная соль и сульфатные породы, указывающие на крайнюю степень осолонения водоема, но отложения сохраняют преимущественно доломитовый состав. Условия повышенной солености бассейна были в этой области в основном такие же, как и на Алданском массиве к востоку и югу от Березовской впадины, однако имеются и некоторые отличия. Прежде всего здесь существенно увеличивается мощность журиинских отложений, достигающая 630—700 м, значительно большую роль играет также терригенный материал. На востоке глинистый материал присутствовал лишь в виде примеси к карбонатному, причем наиболее глинистыми породами были мергели, количество глинистого вещества в которых не превышало 40%. По окраинам Байкало-Патомского нагорья, кроме мергелей, распространены аргиллиты, частью доломитистые, частью почти бескарбонатные, и процент глинистых и глинисто-карбонатных пород в некоторых разрезах достигает 45% от мощности свиты. Наиболее обогащена терригенным материалом нижняя часть пестроцветной свиты, причем здесь присутствует и более грубый материал в виде прослоев песчаника, полностью отсутствующих в журиинских отложениях восточных районов.

Существенным отличием является появление в средней части журиинских отложений известняков в виде одной мощной пачки или нескольких мощных слоев, чередующихся с доломитами. Чистота состава известняков говорит о значительном изменении в это время солености морской воды с одновременным уменьшением приноса терригенного материала. Это изменение было временным, после чего в этой части журиинского бассейна вновь восстановились условия повышенной солености воды и начал опять поступать терригенный материал, хотя и в несколько меньшем количестве, чем в начале журиинского времени.

Ряд признаков говорит о мелководном характере бассейна: знаки ряби на поверхностях наложения песчаников нижней части свиты, псевдоморфозы по каменной соли в доломитовых мергелях и аргиллитах и, наконец, широкое развитие строматолитовых образований.

Описанные условия образования осадков распространялись в журиинское время на всю территорию окраин Байкало-Патомского нагорья, но в отдельных ее участках имелись некоторые специфические черты. Так, для восточной окраины (р. Чара) характерны непрерывность поступления терригенного материала, которым обогащены все доломиты, и малое количество красноцветных пород. По северной окраине нагорья (с. Нохтуйск, с. Жерба) количество терригенного материала было значительным, но принос его был неравномерным, благодаря чему пачки глинистых пород большой мощности чередуются с пачками почти совершенно чистых карбонатных пород. Для этого района характерна сравнительно ярко выраженная красноцветность отложений. На северо-западе (среднее течение р. Лены от устья р. Витим до г. Киренска) терригенного материала в пестроцветной свите заметно меньше, глинистые породы почти отсутствуют и карбонатно-глинистые (мергели и глинистые доломиты) играют сравнительно меньшую роль. Весьма характерно очень большое развитие строматолитовых карбонатных пород. Возможно, что именно уменьшение приноса терригенного материала создавало здесь более благоприятные, чем в других районах, условия для существования обильной флоры водорослей.

Иное строение имеют журиинские отложения на юго-западной окраине Сибирской платформы. В районе Западного Прибайкалья начало журиин-

ского времени характеризуется накоплением уже чисто терригенных образований. В это время здесь располагалась, по-видимому, прибрежная часть бассейна, в котором шло накопление песчаных пород. С течением времени поступление песчаного материала с суши уменьшилось и в осадках стали преобладать карбонаты, представленные почти исключительно доломитами с большей или меньшей примесью алевроитового и глинистого материала. Таким образом, во вторую половину журиинского времени здесь устанавливаются условия повышенной солености бассейна, совершенно аналогичные тем, которые существовали в это время по окраинам Байкало-Патомского нагорья. Море здесь было мелководным, на что указывает наличие строматолитов, знаков ряби и трещин усыхания.

В пределах внутреннего поля Иркутского амфитеатра, в более удаленной от берега части бассейна, терригенные осадки, накопившиеся в начале журиинского времени, отличались от прибрежных большей тонкозернистостью и несколько раньше, чем в предыдущем районе, стали вытесняться карбонатными осадками. Одновременно появились и признаки постепенно нарастающего осолонения этой части бассейна. В отложениях мотской свиты это выразилось в появлении сначала небольших включений ангидрита, в породах и примеси его в цементе алевролитов, а затем уже отдельных пластов ангидритов и ангидрито-доломитов, количество которых постепенно увеличивается кверху. Наконец, соленость возросла настолько, что начали отлагаться пласты каменной соли, слагающие вместе с сопровождающими их пачками доломитов мощную соленосную толщу, накоплением которой заканчивается журиинское время. Следует отметить наличие в соленосной толще прослоев строматолитовых доломитов (Королюк, 1956), указывающих на то, что в солеродной зоне бассейна сохранялись условия большой мелководности. Общая мощность журиинских отложений в этом районе по сравнению с Прибайкальем возрастает за счет соленосной толщи в три раза (см. фиг. 55).

К юго-западу от солеродной зоны, в юго-восточном Присаянье, характер журиинского бассейна очень напоминает условия, бывшие в Западном Прибайкалье. Здесь тоже накоплялись значительные по мощности толщ терригенных пород. Наряду с песчаным материалом сюда поступало также большое количество гравия и галек и отлагавшиеся породы характеризуются частыми и быстрыми изменениями гранулометрического состава. Характер хорошо выраженной косой слоистости указывает на образование осадков в прибрежно-морских условиях, а временами может быть и в подводных дельтах. О значительной мелководности водоема говорят также широко развитые в породах следы волновой ряби, трещины усыхания и ходы червей. Интенсивный принос обломочного материала продолжался в этом районе дольше, чем в Прибайкалье, и только к концу журиинского времени здесь стали отлагаться почти исключительно доломиты с небольшой примесью тонкого глинистого материала.

На окраинах Енисейского края накопление прибрежно-морских красноватых песчано-глинистых осадков продолжалось, по-видимому, до самого конца журиинского времени, и мощность этих пород превышает здесь 1000 м. На юго-восточной окраине верхняя часть этих терригенных отложений при удалении от берега журиинского моря на коротком расстоянии замещается мощной (более 1000 м) соленосной толщей. Характерным отличием ее от других соленосных отложений является присутствие большого количества терригенного материала в виде алевролитов, переслаивающихся с каменной солью и доломитами. Имеющийся фактический материал не позволяет достаточно достоверно судить о размерах и ограничении солеродной зоны в этом районе. Известно лишь, что к северу ее осадки на расстоянии около 50 км (район устья р. Усолки) сменяются доломитовыми породами зоны повышенной солености. Вполне вероятно,

что на юго-востоке она соединялась с солеродной зоной внутреннего поля Иркутского амфитеатра.

На крайнем северо-западе изученной территории, в Туруханском районе, условия осадконакопления в журиинское время были иными, чем в предыдущих районах. Здесь полностью отсутствовал принос песчаного материала и накопилась небольшая по мощности (135 м) толща доломитов с незначительной примесью тонкого глинистого вещества. Наибольшее сходство эти породы имеют с осадками зоны повышенной солености, отлагавшимися в это время в западной части северного склона Алданского массива.

Рассматривая условия осадконакопления в журиинское время для всей площади южной и западной окраин Сибирской платформы в целом, мы видим, что они были различными на разных участках. Так, для северного склона Алданского массива характерны небольшие мощности отложений и сравнительно малое количество терригенного материала, при этом только тонкого глинистого, принесившегося, по-видимому, издалека. В этом районе наблюдается наибольшее разнообразие фаций благодаря тому, что на расстоянии около 250 км (от с. Синского до с. Русская Речка) происходит постепенный переход от условий почти нормальной солености морской воды до максимально осолоненной солеродной зоны.

На окраинах Байкало-Патомского нагорья наблюдается резкое возрастание мощности отложений и значительное увеличение количества обломочного материала. В части бассейна, прилегающей к древним складчатым сооружениям Западного Прибайкалья, Восточных саян и Енисейского края, терригенный материал уже преобладает, причем количество его максимально на окраинах Енисейского края. Всюду совершенно отчетливо наблюдается постепенное уменьшение количества терригенного материала и размеров его частиц к концу журиинского времени. Характерная черта обломочного материала, принесившегося в журиинский бассейн, это обогащенность его железистыми соединениями, благодаря чему журиинские отложения в большей или меньшей степени обладают региональной красноцветностью, отличающей их от всех остальных горизонтов нижнего кембрия.

Очень интересной особенностью журиинского времени является существование в бассейне солеродных зон. Их отложения наблюдаются в двух далеко отстоящих друг от друга районах — Березовской впадине и на юго-западной окраине Сибирской платформы, где они распространены на обширных площадях. Ограничение этих зон слабо изучено. В восточной из них (Березовской) виден совершенно постепенный переход в южном и восточном направлениях от собственно соленосных фаций к фациям сульфатносным и затем к отложениям зоны повышенной солености. Переход к окраинам Байкало-Патомского нагорья наблюдать невозможно ввиду отсутствия обнажений, но, по-видимому, он значительно более резкий, так как между скважиной близ с. Дельгей, вскрывшей наибольшие мощности соли, и обнажением у с. Нохтуйск, где нет уже никаких следов соли или сульфатов, расстояние всего 50 км. Для Иркутской солеродной зоны в нашем распоряжении было меньше фактического материала, позволяющего судить о характере ее ограничения, но и здесь к югу наблюдается постепенный переход от каменной соли к сульфатным породам и затем к доломитам, отлагавшимся в зоне повышенной солености. В обоих районах неизвестна северная граница соленосных отложений, однако ряд косвенных данных дает некоторый материал для суждения по этому вопросу. Так, к северу от Березовской впадины соль, возможно нижнекембрийского возраста, известна в районе Кемпендяйских дислокаций. Западнее известны многочисленные соляные источники в бассейнах рек Пеледуй, Непы, верховьев Нижней Тунгуски. Севернее Иркутского амфитеатра наблюдается

ряд дислокаций, строение которых вероятно объясняется участием в их образовании соли. Все эти факты позволяют предполагать, что вдоль северной окраины Байкало-Потомского нагорья, севернее полосы нижнекембрийских отложений, выходящих в настоящее время на поверхность, в журиинское время также накопились соленосные отложения, и Березовская, Иркутская и Приенисейская солеродные зоны, соединяясь, образовывали единую зону, огромную по площади и протяженности.

Подводя итог сказанному выше, можно видеть, что в журиинских отложениях наблюдаются почти все выделенные нами фациальные группы и отчетливые различия в обстановке осадконакопления в разных районах, особенно резко проявившиеся в начале журиинского времени. Ко второй половине журиинского времени почти на всей изученной территории установились в общем однообразные условия весьма мелководного бассейна с высокой степенью осолонения, местами доходившей до максимальной. В этом бассейне шло интенсивное отложение разнообразных хемогенных осадков — карбонатных, сульфатных и галогенных.

### ФАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ СИНСКОГО ГОРИЗОНТА

(фиг. 58 и 53)

Фациальная характеристика отложений синского горизонта может быть установлена для разных районов Сибирской платформы с неодинаковой степенью подробности и точности.

Наиболее четко выясняется характер синского бассейна для северо-востока Алданского массива (Зеленов, 1955). Развитие здесь чистейших микроскопических битуминозных известняков, содержащих наиболее обильные и разнообразные по сравнению со всеми остальными горизонтами остатки фауны (19 видов трилобитов, птероподы, брахиоподы, губки), не оставляет сомнения, что мы имеем дело с осадками, отложившимися в типичных условиях морского бассейна нормальной для того времени солености. По сравнению с журиинским временем это была относительно более глубоководная часть бассейна, в которой накопление карбонатного ила шло несомненно ниже линии взмучивания. Однако здесь по-прежнему сохранялись условия хорошей аэрации, допускавшие развитие богатой донной жизни. Накопление карбонатного ила, обогащенного большим количеством органического вещества, часто сопровождалось явлениями подводного оползания.

В наиболее восточной части, в Юдомо-Майском районе, в синских отложениях наблюдается значительная примесь терригенного материала.

В западном направлении вдоль северного склона Алданского массива хорошо прослеживаются постепенные, но довольно быстрые изменения характера синского бассейна в сторону увеличения солености морской воды. В результате этих изменений в западной половине северного склона наблюдаются отложения, типичные уже для зоны переходной солености. Здесь распространены как известняки, так и значительное количество первичных доломитов. Очень резко изменяется в этих отложениях и комплекс синской фауны, испытывающий явное угнетение. Здесь встречаются в небольшом количестве лишь несколько видов очень мелких трилобитов. Наиболее сильное осолонение было, по-видимому, в районе Березовской впадины. По сравнению с северо-восточным склоном на остальной части Алданского массива синский бассейн был более мелководным, на что указывает присутствие в его отложениях многочисленных онколитов.

Иной характер имел синский бассейн на окраинах Байкало-Потомского нагорья. Здесь, судя по чисто известняковому составу пород, соленость морской воды была близкой к нормальной, но комплекс фауны сохранял тот же угнетенный характер, как и в соседней к востоку зоне переходной солености.

Фиг. 58. Схема распространения фациальных областей в синское время

Составили: Н. А. Архангельская, В. Н. Григорьев, К. К. Зеленов по материалам Н. А. Архангельской, З. А. Журавлевой, В. Н. Григорьева, К. К. Зеленова, О. И. Некрасовой, Я. К. Писарчик, Н. В. Покровской и др.

1 — область накопления осадков бассейна с нормальной соленостью; 2 — область накопления осадков бассейна с соленостью, близкой к нормальной; 3 — область накопления осадков бассейна с соленостью, переходной от нормальной к повышенной; 4 — то же, предполагаемое распространение; 5 — область накопления осадков бассейна с повышенной соленостью; 6 — то же, предполагаемое распространение; 7 — область распространения геосинклинальных отложений нижнего кембрия; 8 — мощность отложений данного возраста; 9 — граница фациальных областей; 10 — граница складчатых сооружений



Западнее Байкало-Патомского нагорья синский горизонт большинством исследователей до сих пор не выделялся, и поэтому отложения, которые мы относим к этому времени, в литературе обычно бывают описаны в составе единой свиты вместе с другими горизонтами. Это сильно затрудняет выяснение их фациального характера. По-видимому, как в скважинах Иркутского амфитеатра, так и в Присянье и по окраине Енисейского кряжа в синское время накоплялись главным образом доломиты, что указывает на повышенную соленость воды синского бассейна в этой области. Находки остатков фауны в Западном Прибайкалье и в нижнем Приангарье позволяют предполагать существование в этих районах условий переходной солености.

В Туруханском районе в синское время, так же как и в журинское, условия осадконакопления были аналогичными условиям, существовавшим в это время на западе северного склона Алданского массива.

Рассматривая условия осадконакопления в синское время в целом, надо прежде всего отметить повсеместное уменьшение степени осолонения бассейна по сравнению с предыдущим, журинским временем. Второй характерной чертой этого времени было сравнительно ничтожное поступление в бассейн терригенного материала, благодаря чему на большей части изученной территории накоплялись исключительно чистые карбонатные породы. Следует также указать на малую мощность синских отложений и выдержанность ее на всем протяжении от восточной части Алданского массива до Иркутского амфитеатра.

#### ФАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ ТОЛБАЧАНСКОГО ГОРИЗОНТА

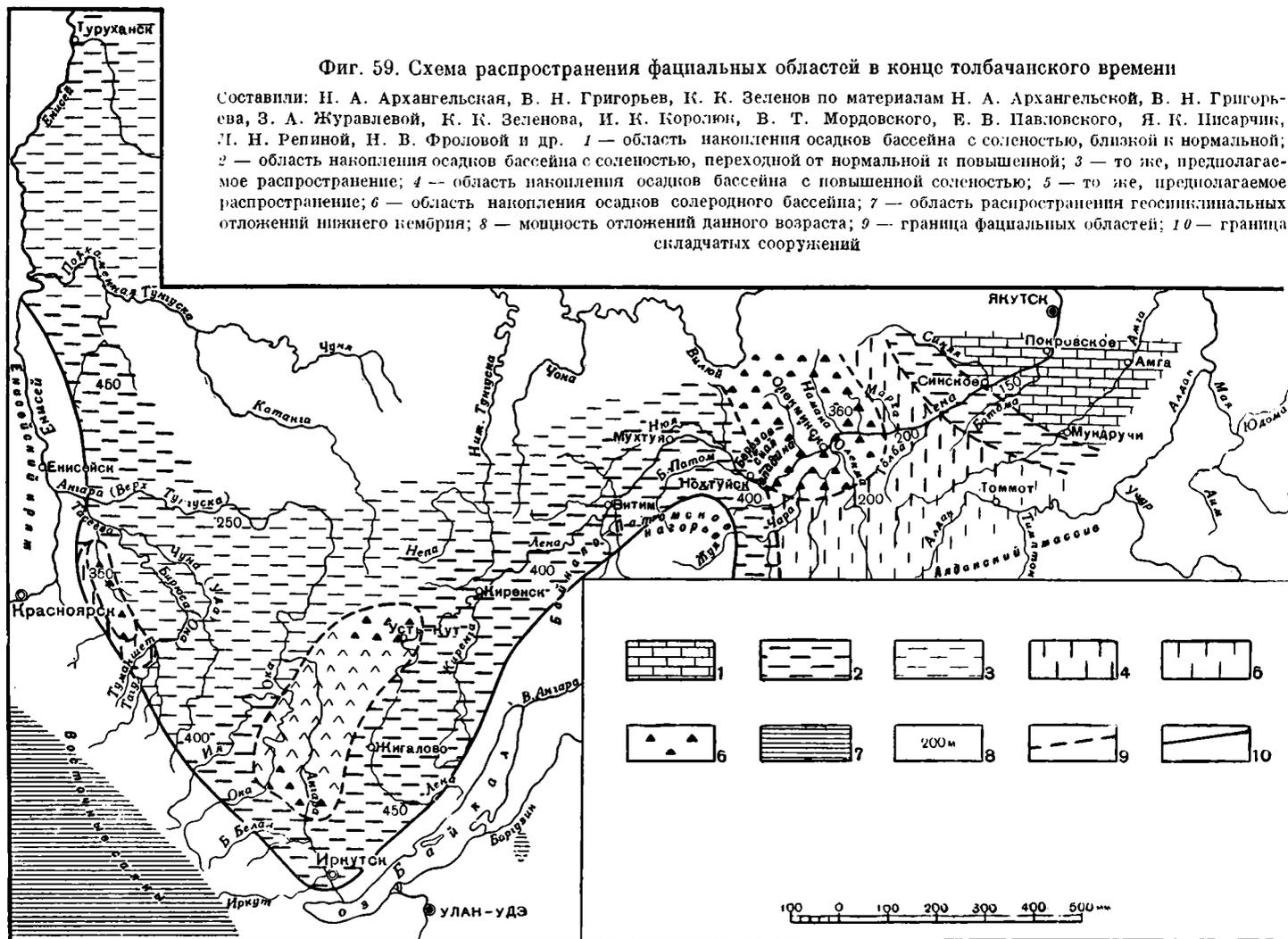
(фиг. 59 и 53)

В толбачанское время на северо-востоке Алданского массива относительно глубоководный синский бассейн нормальной солености сменился более мелководными условиями, в которых отлагались чистые известняки, ритмически чередующиеся с тонкими прослоями смешанной известково-доломитовой породы (куторгиновая свита). В это время по сравнению с синским видовой состав фауны обедняется: в низах куторгиновой свиты было обнаружено всего семь видов трилобитов и два вида брахиопод. Соленость этой части толбачанского бассейна была, по-видимому, очень близкой к нормальной, но все же несколько повышенной, благодаря чему при небольших колебаниях условий в осадок выпадало некоторое количество доломита, примешивавшегося к кальцитовому илу. К западу и юго-западу от описанного района толбачанский бассейн испытывал постепенное осолонение. На площади между р. Толбачан и с. Синское, скважиной Амга I и с. Дикимда на р. Олекме располагалась зона с переходной, приближающейся к повышенной, соленостью, в которой преобладало осаждение доломита, но временами отлагались и чисто кальцитовые илы, образовывавшие отдельные прослой известняков. Встречающиеся в последних остатки явно угнетенной фауны очень мелких трилобитов единственного рода *Bulaiaspis* (всего три вида) подтверждают предположение о достаточно высокой степени осолонения этой зоны. Широкое развитие строматолитов, знаки ряби, трещины усыхания, следы ползания организмов говорят о значительной мелководности отложений. Наиболее широко развиты строматолиты на востоке указанной площади, а к западу количество их несколько уменьшается. По-видимому, это было связано с более значительным приносом в эту часть бассейна глинистого материала, который мешал росту водорослей.

Еще дальше к западу осолонение бассейна продолжает постепенно возрастать. В его отложениях уменьшается количество известняков, ис-

Фиг. 59. Схема распространения фациальных областей в конце толбачанского времени

Составили: Н. А. Архангельская, В. Н. Григорьев, К. К. Зеленов по материалам Н. А. Архангельской, В. Н. Григорьева, Э. А. Журавлевой, К. К. Зеленова, И. К. Королюк, В. Т. Мордовского, Ф. В. Павловского, Я. К. Писарчик, Л. Н. Репиной, Н. В. Фроловой и др. 1 — область накопления осадков бассейна с соленостью, близкой к нормальной; 2 — область накопления осадков бассейна с соленостью, переходной от нормальной к повышенной; 3 — то же, предполагаемое распространение; 4 — область накопления осадков бассейна с повышенной соленостью; 5 — то же, предполагаемое распространение; 6 — область накопления осадков солеродного бассейна; 7 — область распространения геосинклинальных отложений нижнего кембрия; 8 — мощность отложений данного возраста; 9 — граница фациальных областей; 10 — граница складчатых сооружений



чезают остатки фауны. На северо-западе Алданского массива (Русско-Речкинская и Наманинская скважины) и в пределах Березовской впадины в толбачанское время располагалась уже типичная солеродная зона, в которой отлагались сульфатные породы и каменная соль, чередующиеся с прослоями доломитов. Площадь, занимавшаяся ею, была несколько меньше площади солеродной зоны журиинского времени в этом районе.

Существенно иными были условия осадконакопления по окраинам Байкало-Патомского нагорья. Здесь в течение всего толбачанского времени непрерывно чередовалось отложение то чисто известковых, то чисто доломитовых осадков, образовавших характерную толщу переслаивания (по 1—3 м) известняков и светлых доломитов мощностью около 400 м. Благодаря таким условиям, типичным для фаций зоны бассейна, характеризующейся соленостью переходной от нормальной к повышенной, здесь был развит тот же угнетенный комплекс фауны трилобитов, что и в центральной части северного склона Алданского массива. На мелководность этих отложений указывает широкое развитие в них строматолитов и опколитов.

Такие условия осадконакопления распространялись и далее на юг и запад в Западное Прибайкалье, на площадь внутреннего поля Иркутского амфитеатра и в Присялье. В последнем районе в бассейн поступало большое количество терригенного материала, образовавшего прослой как песчаников и алевролитов, так и песчаных известняков и доломитов.

Среди отложений этого обширного бассейна переходной солености к концу толбачанского времени в двух участках внутреннего поля Иркутского амфитеатра (в районе с. Усть-Кут и в районе сел. Тырыть, Оса и Бохан) появились отложения, характерные для солеродной зоны. Здесь накапливались главным образом доломиты и ангидрито-доломиты, но наряду с ними осаждались и чистые ангидриты, а местами и каменная соль небольшой мощности. Эти два участка, вероятно, представляли собой единую солеродную зону, сравнительно небольшую по площади, поскольку в самых южных и западных скважинах Иркутского амфитеатра соленосные отложения этого возраста отсутствуют.

Вторая солеродная зона обособилась близ юго-восточной окраины Енисейского кряжа, в бассейне р. Тасевой. Она существовала в течение всего толбачанского времени, и в ней накопилась мощная соленосная толща, состоящая преимущественно каменной солью и алевролитами с подчиненными прослоями ангидритов и доломитов.

На северо-востоке Енисейского кряжа и в Туруханском районе в течение почти всего толбачанского времени располагалась зона повышенной солености, в которой отложилась мощная толща чистых доломитов. Лишь к концу этого времени здесь установились условия переходной солености, характерные для толбачанского бассейна более южных районов. Об этом изменении говорит появление прослоев известняков с остатками фауны трилобитов.

Приведенные данные по фациям толбачанских отложений показывают, что в это время сильно сглаживаются отличия в условиях осадконакопления в разных районах изученной территории. На большой площади, от окраин Байкало-Патомского нагорья до окраин Енисейского кряжа, характер толбачанских отложений и их мощность (400—450 м) остаются почти неизменными и лишь северный склон Алданского массива по-прежнему отличался разнообразием фаций и малыми мощностями отложений (150—200 м).

Интересной особенностью описанных отложений является исключительная выдержанность на огромном протяжении, более 1500 км, в течение всего толбачанского времени непрерывного ритмического чередования

известняков и доломитов. В настоящее время мы не можем найти достаточно достоверное объяснение этого явления.

В толбачанское время на подавляющей части территории окраин Сибирской платформы господствовали в общем устойчивые, несмотря на указанное их своеобразие, условия бассейна переходной солености с типичным комплексом несомненно угнетенной фауны. Резкое повышение солености, приводившее к осаждению сульфатов и каменной соли, имело в толбачанское время локальный характер, проявляясь лишь в отдельных, небольших по площади участках в тех же районах, где располагалась обширная солеродная зона журинского времени.

Следует отметить незначительное количество терригенного материала, поступившего в толбачанский бассейн. Некоторое обогащение им наблюдается только в Присаянье и близ окраин Енисейского кряжа.

### ФАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ ОЛЕКМИНСКОГО ГОРИЗОНТА

(фиг. 60 и 53)

Олекминские отложения — основной опорный стратиграфический горизонт, наиболее хорошо выделяющийся в разрезе нижнего кембрия Сибирской платформы.

На северо-востоке Алданского массива (верхняя часть куторгиновой свиты) в это время сохранились условия предыдущего толбачанского времени.

На всей остальной площади Алданского массива, а также в пределах окраин Байкало-Патомского нагорья в олекминское время шло накопление пятнистых доломитистых известняков. Наши предположения о генезисе этих пород позволяют считать их осадками бассейна с почти нормальной соленостью воды. Обильный и выдержанный видовой состав фауны на всей указанной территории (определено около 11 видов трилобитов) также говорит о существовании здесь в это время условий солености бассейна, близких к нормальным. Часто встречающиеся в известняках онколиты указывают на мелководность этих отложений.

В пределах Западного Прибайкалья, внутреннего поля Иркутского амфитеатра, Присаянья, окраин Енисейского кряжа и в Туруханском районе олекминский бассейн испытывает некоторое осолонение по сравнению с более восточными районами. На это указывает появление в олекминских отложениях смешанных известково-доломитовых пород, а иногда и первичных доломитов, которые местами даже преобладают в разрезе. На изменение солености указывает и фауна, которая здесь становится более редкой и несколько менее разнообразной. Однако и в этих районах по сравнению с толбачанским временем олекминский бассейн был более опресненным. Об этом можно судить по гораздо более разнообразному олекминскому комплексу фауны по сравнению с толбачанским.

В пределах юго-восточной окраины Енисейского кряжа наряду с известняками в олекминское время накопились большое количество глинистых и отчасти алевроито-песчаных пород. По-видимому, сюда, как и в предыдущие периоды, приносилось значительное количество терригенного материала. Несомненно, что и на западе Сибирской платформы олекминский бассейн был мелководным и, хотя по сравнению с восточными районами онколиты в породах встречаются значительно реже, зато широкое развитие получают строматолиты.

Изложенное выше показывает, что для нижнего кембрия олекминское время было периодом наиболее широкого распространения на окраинах Сибирской платформы условий солености морской воды, близких к нормальным. Это время характеризуется наибольшим однообразием фациальных условий и накоплением на огромной территории пятнистых долами-



тистых известняков. Все это обусловило и единообразие богатого комплекса фауны в олекминских отложениях Сибирской платформы.

Отложения олекминского горизонта, так же как и синские, характеризуются почти полным отсутствием терригенного материала (за исключением самого запада) и очень выдержанными мощностями (100—150 м)<sup>1</sup>.

## ФАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ КЕТЕМИНСКОГО ГОРИЗОНТА

(фиг. 61 и 53)

О фациальных условиях, существовавших в кетеминское время, имеются недостаточно полные сведения. Это связано с тем, что во многих районах, в том числе и там, где мы сами проводили исследования, отложения этого времени полностью или частично уничтожены в последующие периоды.

На северо-востоке Алданского массива в кетеминское время существовали условия бассейна переходной солености, в котором чередовалось отложение известняков и в меньшем количестве доломитов. Остатки фауны встречаются здесь редко и комплекс ее явно обедненный по сравнению с олекминским временем (6 видов трилобитов), что также указывает на некоторое осолонение.

На северо-западном склоне Алданского массива для кетеминских отложений характерно большое разнообразие слагающих их пород, указывающее на неустойчивые условия осадкообразования. Здесь наблюдаются самые различные типы известняков и доломитов, часто сменяющих друг друга по вертикали. Встречаются и породы, обогащенные терригенным материалом — доломитовые мергели, изредка — тонкие прослой гипса. Для всего горизонта в целом соленость бассейна в этом районе надо считать переходной, но, несомненно, более высокой, чем на востоке. Об этом говорит значительное количество доломитов и спорадическое появление сульфатных пород. Возможно, что с этим связано и некоторое изменение в видовом составе комплекса фауны, хотя количество видов в нем не уменьшается.

Этот бассейн был весьма мелководным и нередко движение воды в нем достигало дна. На это указывает большое распространение строматолитов и онколитов и наличие оолитовых известняков. Особенно мелководными были условия в более южной части района, в бассейне р. Амги, где широко развиты прослой внутриформационных брекчий и в обломочных доломитах иногда наблюдается косая слоистость.

В направлении к западу в кетеминских отложениях появляются мощные пачки сульфатных пород, и соленость бассейна очень быстро возрастает до максимальной. В Березовской впадине (скважины г. Олекминска и с. Дельгей) развита уже типичная солеродная зона, в которой отлагались мощные пласты каменной соли. Площадь, занимаемая этой зоной, меньше площади аналогичных зон толбачанского и журинского времени. В конце кетеминского времени, после отложения соленосной толщи, в этой части района восстановились описанные выше условия бассейна с переходной соленостью.

На окраинах Байкало-Патомского нагорья и в Западном Прибайкалье, судя по имеющимся далеко не полным данным, в кетеминское время был развит мелководный бассейн переходной степени солености, аналогичный существовавшему на северо-западе Алданского массива, с таким же комплексом фауны. В первом из этих районов для нижней части кетеминских отложений характерны мощные брекчии подводнооползневой происхождения.

<sup>1</sup> Резкое увеличение мощности олекминских отложений в Нохтуйском районе, вероятно, связано с появлением в середине разреза линзы подводнооползневой брекчии.



На остальной части юго-западной окраины Сибирской платформы нижняя и средняя части кетеминского разреза сложены преимущественно отложениями, характерными для зоны повышенной солености. В центральной части внутреннего поля Иркутского амфитеатра в кетеминское время находилась солеродная зона, занимавшая несколько меньшую площадь, чем солеродная зона толбачанского времени. Близ юго-восточной окраины Енисейского кряжа в течение всего кетеминского времени отлагались соленосные отложения, совершенно сходные по составу с соленосными толщами журиинского и толбачанского возраста.

Следует отметить, что в пределах окраин Байкало-Патомского нагорья, в Иркутском амфитеатре и на остальных участках, где известны кетеминские отложения, последние всегда содержат, так же как и на северо-западном склоне Алданского массива, некоторую примесь терригенного материала.

В целом кетеминское время, по сравнению с предыдущим олекминским, характеризовалось повышением солености в бассейне и появлением, так же как в толбачанское время, локальных солеродных зон. На всей территории окраин Сибирской платформы в кетеминское время наблюдался, хотя и небольшой, принос терригенного материала. Характерны для этого времени также и описанные выше неустойчивые условия осадконакопления.

### **ФАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ ЕЛАНСКОГО ГОРИЗОНТА**

(фиг. 53)

Как мы уже отмечали при описании разрезов, еланские отложения в настоящее время сохранились лишь на северо-восточном склоне Алданского массива. Поэтому наши представления о еланском бассейне ограничены этим небольшим по площади участком. Здесь в еланское время после кратковременной садки доломитов снова началось накопление известняков с обильной и разнообразной фауной. Это говорит о том, что в морском бассейне еланского времени на северо-востоке Алданского массива вновь установились условия нормальной солености воды.

Изложенный материал по фациям нижнекембрийского бассейна окраин Сибирской платформы показывает, что этот бассейн отличался резким преобладанием хемогенных процессов осадконакопления, мелководностью, бедностью фауны и широким развитием синезеленых водорослей. Повышенная соленость воды на большей части территории свидетельствует о жарком и сухом климате того времени.

### **ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НИЖНЕКЕМБРИЙСКОГО БАСЕЙНА ОКРАИН СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Рассмотренное многообразие фаций всего региона в целом и их последовательное изменение в течение нижнекембрийского времени свидетельствуют прежде всего о сложной истории развития этого интересного бассейна, отдельные участки которого уже на самом раннем этапе резко отличались по условиям осадконакопления. В нижнекембрийское время можно выделить по крайней мере три основных этапа в развитии этой части Сибирской платформы и окружающих ее складчатых областей, отразившихся на характере осадков рассмотренного водоема. По времени первый этап отвечает толбинскому веку, второй — первой половине журиинского века, третьему же этапу соответствует конец журиинского и весь ленский век.

Как можно видеть из описания фаций, в толбинское время на обширных площадях восточной части района на пенеппенизированной поверхности Алданского массива накапливались маломощные, однообразные, мелководные, несомненно, платформенные доломитовые осадки с небольшой примесью терригенного материала. Точно такие же отложения формировались на северо-западе в районе Туруханска и за пределами исследуемого района на Анабарском массиве, где они прослеживаются на большем протяжении.

Совершенно иные условия осадконакопления были в это время на юго-западе, вдоль окраин складчатых сооружений Енисейского кряжа, Восточных Саян и в Прибайкалье. Очень большие мощности (от 800 до 1500 м) накопившихся здесь терригенных толщ говорят о значительном прогибании этого участка в толбинское время. Граувакковый состав терригенных отложений указывает на неглубокое выветривание материнских пород и на отсутствие длительного переноса обломочного материала до его накопления, что вместе со сравнительно мелководным характером большей части толбинских отложений позволяет предполагать, что областями размыва являлись не обширные пространства суши, а отдельные интенсивно разрушавшиеся поднятия. Ширина прогибавшейся области была, по-видимому, невелика, на что указывает резкое сокращение мощности толбинских отложений до 125—150 м по мере удаления от складчатых сооружений и перехода на территорию внутреннего поля Иркутского амфитеатра (см. фиг. 55 и 56). Такая малая мощность осадков делает вероятным предположение, что в толбинское время эта территория представляла собой платформенный участок, на котором, в отличие от остальной площади платформы, накапливались не чисто карбонатные, а преимущественно терригенные отложения. Последнее легко объясняется близостью этого участка к областям интенсивного сноса обломочного материала.

Второй участок с большими мощностями осадков, свидетельствующими о прогибании, располагался вдоль окраин Байкало-Патомского нагорья. Накапливавшиеся здесь отложения отличаются сравнительно небольшим количеством терригенного материала, представленного главным образом тонким глинистым веществом. Песчаные породы, слагающие нижнюю часть подъяруса, имеют почти чисто кварцевый состав и зерна их хорошо окатаны. Такой характер осадков указывает на длительный перенос обломочного материала, т. е. на значительную удаленность этого участка от областей размыва.

По сравнению с предыдущим районом переход от платформы к этому прогибу здесь значительно более постепенный. В разрезах, вскрытых буровыми скважинами на западном склоне Алданского массива, можно хорошо видеть равномерное нарастание мощности всех пачек карбонатной толбинской свиты в направлении к нагорью, что указывает на прогибание края платформы с самого начала нижнекембрийского времени (см. фиг. 54).

Таким образом, в толбинское время на подавляющей части изученной территории господствовали платформенные условия и накапливались однообразные мелководные осадки бассейна повышенной солености (см. фиг. 52). Узкая прогибающаяся зона, окаймлявшая платформу с юга и юго-запада, характеризовалась условиями солености, более близкими к нормальным. Это, вероятно, объяснялось существованием относительно свободной связи этого участка с морем геосинклинальной области.

В начале журиинского времени условия осадконакопления значительно изменились. На юго-западе появились приподнятые участки суши, на которых шло интенсивное выветривание и разрушение горных пород, благодаря чему терригенные породы этого возраста характеризуются резким преобладанием кварца, отсутствием малоустойчивых минералов, хорошей

окатанностью обломочного материала. Появляется большое количество железистых минералов, придающих породам красную окраску. Интенсивная денудация областей сноса в течение первой половины журиинского времени приводит к постепенному уменьшению вверх по разрезу количества и размерности терригенного материала, дольше всего накапливавшегося на окраинах Енисейского кряжа.

Существенно изменился по сравнению с толбинским временем также и характер прилегающей к областям размыва части нижнекембрийского бассейна. В журиинское время здесь располагалась прибрежная, крайне мелководная его часть. Несомненно повышенная соленость этого водоема указывает, вероятно, на прекратившееся сообщение его с морем геосинклинальной области.

В журиинское время на изученной территории значительно расширяется область прогибаний с большими мощностями отложений. Так, участок платформы, существовавший в толбинское время на территории внутреннего поля Иркутского амфитеатра, в журиинское время испытал общее погружение<sup>1</sup>, и некоторые части его приобрели способность к кратковременным, но резким прогибаниям, позволившим отлагавшейся здесь в конце журиинского времени каменной соли образовать толщи огромной мощности. Таким образом, по сравнению с толбинским временем наиболее прогнутая зона в журиинское время переместилась дальше от областей размыва.

Существенно изменились в журиинское время также и условия осадконакопления в платформенной части нижнекембрийского бассейна как в пределах исследуемого района (восточная часть северного склона Алданского массива), так и на Анабарском массиве. Прежними остались здесь незначительная мощность отложений, их карбонатный состав и мелководный облик осадков, но резко повышенная соленость толбинского моря сменилась условиями солености, очень близкими к нормальным. Вероятно, это связано с тем, что благодаря развивающейся нижнекембрийской трансгрессии эпиконтинентальный бассейн Сибирской платформы получил свободное сообщение с открытыми океаническими бассейнами, сохранившееся до конца нижнего кембрия.

Последний этап развития изученной территории, начавшийся с конца журиинского времени и продолжавшийся в течение всего ленского века, характеризуется по сравнению с предыдущими значительной стабилизацией условий осадконакопления. Основные черты распределения платформенных и прогибающихся участков и зон переходных между ними, установившиеся в журиинское время, сохраняются неизменными до конца нижнего кембрия.

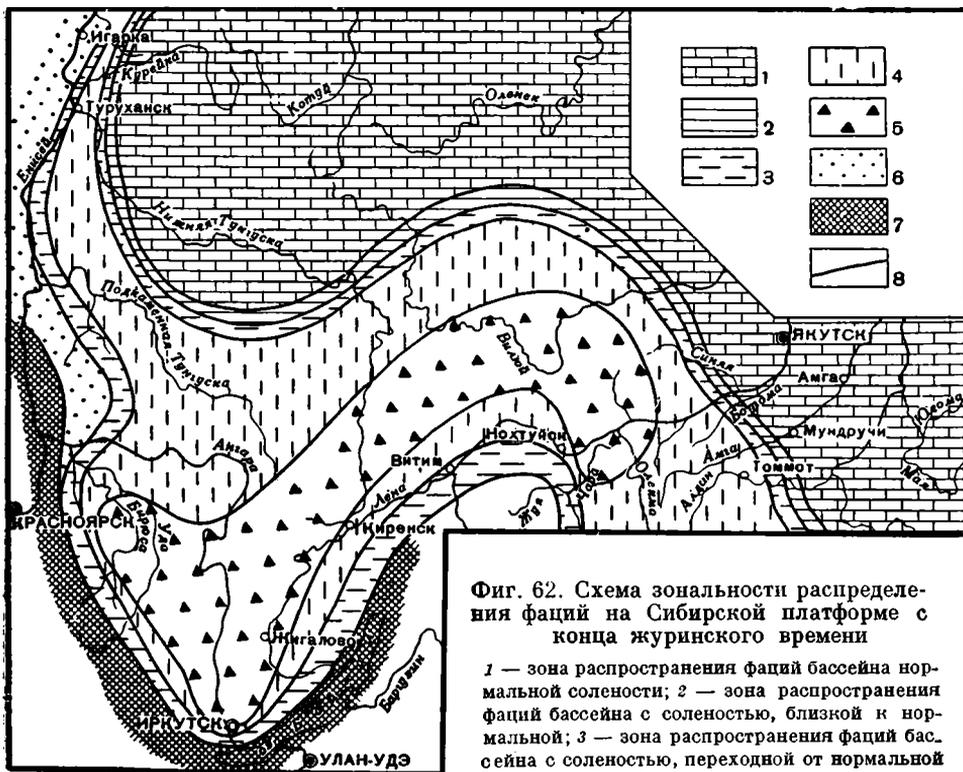
Области размыва в ленское время были очень сильно денудированы и, возможно, в некоторых участках перекрыты морем. На это указывает то, что терригенный материал присутствует в ленских отложениях лишь в некоторых пачках толбачанских и кетеминских отложений, и преимущественно в виде примеси тонкого глинистого вещества. Только на окраинах Енисейского кряжа сохраняется принос большого количества песчаного материала.

Рассматривая всю серию фациальных карт и профилей, можно видеть, что несмотря на значительные отличия друг от друга отдельных карт, в течение всего последнего этапа развития в нижнекембрийском морском бассейне существовала определенная закономерная зональность в распределении на площади различных групп фаций. Особенно ярко она была выражена в конце журиинского времени, но и в дальнейшем проявлялась

<sup>1</sup> Исключение, по-видимому, составлял район Иркинево-Чадобецких поднятий, где наблюдается резкое сокращение мощности журиинских отложений (см. фиг. 56).

достаточно отчетливо. В самой общей схеме (фиг. 62) эту зональность, выявленную на изученной территории, можно распространить и на всю Сибирскую платформу.

Как видно на этой схеме, на всем севере, северо-востоке и востоке платформы были развиты, по-видимому, фации бассейна нормальной солености. К югу и югу-западу они сменялись последовательно располагающимися



Фиг. 62. Схема зональности распределения фаций на Сибирской платформе с конца журиинского времени

1 — зона распространения фаций бассейна нормальной солености; 2 — зона распространения фаций бассейна с соленостью, близкой к нормальной; 3 — зона распространения фаций бассейна с соленостью, переходной от нормальной к повышенной; 4 — зона распространения фаций бассейна с повышенной соленостью; 5 — зона распространения фаций солеродного бассейна; 6 — зона распространения терригенных фаций; 7 — области сноса; 8 — граница зон

полосами фаций все более и более осолоняющихся зон. Зона максимального осолонения протягивалась вдоль окраин областей размыва, но всегда отделялась от них более или менее широкой полосой зон повышенной, а затем переходной солености.

Если относительное расположение зон различной солености было все время почти неизменным, то соленость нижнекембрийского бассейна в целом в различных отрезки времени менялась. При этом направленность этих изменений в каждый отдельный момент была общей для всего бассейна. Так, в синское время по сравнению с журиинским во всех районах одновременно произошло уменьшение осолонения. В одних местах это выразилось в переходе от условий солености, близких к нормальным к вполне нормальным (восточная часть северного склона Алданского массива), в других от повышенной солености к солености переходной (западная часть северного склона Алданского массива), в третьих от солеродных зон к бассейну с повышенной соленостью (внутреннее поле Иркутского амфитеатра и Березовская впадина). Аналогичную картину можно наблюдать и для олекминского времени, когда происходило или значительное уменьшение осолонения (западная часть Алданского массива, Березовская впадина,

полосами фаций все более и более осолоняющихся зон. Зона максимального осолонения протягивалась вдоль окраин областей размыва, но всегда отделялась от них более или менее широкой полосой зон повышенной, а затем переходной солености.

Если относительное расположение зон различной солености было все время почти неизменным, то соленость нижнекембрийского бассейна в целом в различных отрезки времени менялась. При этом направленность этих изменений в каждый отдельный момент была общей для всего бассейна. Так, в синское время по сравнению с журиинским во всех районах одновременно произошло уменьшение осолонения. В одних местах это выразилось в переходе от условий солености, близких к нормальным к вполне нормальным (восточная часть северного склона Алданского массива), в других от повышенной солености к солености переходной (западная часть северного склона Алданского массива), в третьих от солеродных зон к бассейну с повышенной соленостью (внутреннее поле Иркутского амфитеатра и Березовская впадина). Аналогичную картину можно наблюдать и для олекминского времени, когда происходило или значительное уменьшение осолонения (западная часть Алданского массива, Березовская впадина,

окраины Байкало-Патомского нагорья), или условия солености почти не изменились (восток Алданского массива и вся западная часть бассейна). Отчетливое повсеместное осолонение произошло также при переходе от олекминского времени к кетеминскому и в конце журинского времени.

Такую одновременность изменений солености легче всего объяснить незначительными колебаниями климатических условий. Если предположить поступление более опресненных вод из какого-то другого бассейна, то трудно себе представить как пути проникновения их, так и равномерность опреснения на территории протяжением более 4000 км. Естественно было бы считать, что такая трансгрессия могла идти с востока, где наблюдались все время наиболее нормальные условия солености бассейна. Однако сравнение между собой фациальных карт показывает, что такой трансгрессии не было и границы фациальных зон в этом районе оставались в течение всего нижнего кембрия почти неизменными. Наоборот, и здесь так же отчетливо проявлялись одновременно со всей остальной территорией изменения солености. Глубина бассейна, которая косвенно могла влиять на соленость, оставалась в течение всего нижнекембрийского времени очень незначительной. Невозможно объяснить изменение солености колебаниями притока пресных вод с суши, так как в большинстве случаев изученная площадь нижнекембрийского бассейна была достаточно удалена от берега.

Таким образом, наиболее удовлетворяет фактическому материалу представление о связи изменений солености с колебаниями климатических условий, общими для обширной территории окраин Сибирской платформы. Эти колебания могли быть относительно небольшими, так как для очень мелкого бассейна, вероятно, незначительные общие изменения температуры или влажности могли дать заметные результаты.

Выявление одинаковой направленности изменений солености в каждый отрезок времени в изученном бассейне может иметь существенное значение для уточнения стратиграфии нижнекембрийских отложений. Особенно важно это для сопоставления разнофациальных и фаунистически не охарактеризованных отложений. Так, например, представление о менее осолоненном характере бассейна в синское время позволило нам с уверенностью выделить аналог синского горизонта на окраинах Байкало-Патомского нагорья еще до того, как в этих отложениях была обнаружена соответствующая фауна, а также считать неправдоподобным синский возраст соленосной свиты Иркутского амфитеатра. Можно отметить, что, хотя зависимость фауны от фациальных условий и, в частности, от степени осолонения бассейна давно известна, конкретизация этой зависимости для кембрийских отложений, выражающаяся в установлении тесной взаимосвязи состава фауны и количестве доломита в породах (стр. 154), дает также некоторый дополнительный материал, облегчающий сопоставление разновозрастных отложений с различными фаунистическими комплексами.

Остановимся несколько подробнее на некоторых особенностях осадко-накопления в нижнекембрийском бассейне, вытекающих из описанной зональности распределения фаций.

Как уже неоднократно указывалось выше, соленосные отложения по простиранию и в вертикальном разрезе совершенно постепенно переходят сначала в сульфатоносные фации солеродной зоны, представленные доломитами с прослоями гипса и ангидрита, а затем в чисто доломитовые толщи фаций зон повышенной солености. Сами соленосные толщи слагаются доломитами и каменной солью с редкими небольшими прослоями ангидритов. Терригенный материал в них, как правило, отсутствует, так же как и в карбонатных толщах. В доломитах, чередующихся с пластами соли, встречаются строматолитовые образования, что говорит о мелководности водоема, в котором накапливались эти толщи. Таким образом, в соленосных

отложениях нельзя подметить каких-либо признаков, указывающих на существенное отличие условий их осадконакопления по сравнению с другими хомогенными породами, отлагавшимися в нижнекембрийском бассейне.

Бросающейся в глаза особенностью соленосных толщ, отличающей их от отложений других фаций, является то, что их мощность иногда достигает огромной величины. Однако необходимо учитывать исключительно большую скорость накопления каменной соли (Страхов, 1951; Фивег, 1952). Она составляет 2—5 см в год и превосходит скорость накопления сульфатных пород в 20 раз, а карбонатных не менее чем в 100 раз. Благодаря этому для отложения толщи соли мощностью в 100 м нужно столько же времени, как для образования пласта ангидрита мощностью в 5 м. Следовательно, нельзя считать, что для накопления даже самых мощных соленосных толщ требовалось больше времени, чем для отложения сульфатных и доломитовых осадков гораздо меньшей мощности в смежных фациях.

В течение нижнего кембрия соленосные фации в центральной части изученного бассейна появлялись три раза. В журиновское время существовала единая солеродная зона, распространявшаяся на огромной площади около 400 000 км<sup>2</sup>. Хорошо изучена лишь часть этой зоны (площадью около 85 000 км<sup>2</sup>), располагающаяся на территории внутреннего поля Иркутского амфитеатра. О том, что эта часть солеродной зоны представляла собой единый водоем, а не была расчленена на ряд отдельных мелких впадин отмелями и островами, убедительно говорят данные А. А. Иванова (1956). Для развитой здесь мощной соленосной толщи, вскрытой многочисленными буровыми скважинами, он отмечает большую «фациальную устойчивость» ее разреза, выдержанную на значительном пространстве внутренних частей соляного бассейна, и прослеживает в разрезах большинства скважин некоторые характерные слои каменной соли.

В толбачанское и кетеминское время на той же территории внутреннего поля Иркутского амфитеатра существовали сравнительно небольшие локальные солеродные зоны. Их отложения представлены в основном сульфатносолевой фацией, и соль, как правило, образует лишь небольшие прослои. Большая мощность соли встречена только в Заярской скважине в кетеминском горизонте. Однако А. А. Иванов (1956) отмечает здесь широкое развитие несомненно сингенетического дисперсного засоления доломитов и доломито-ангидритов, что указывает, по-видимому, на степень осолонения водоема, достаточную для садки соли. Вероятно, отсутствие мощных скоплений соли объясняется тем, что в это время в противоположность журиновскому дну бассейна в этой области потеряло способность к прогибаниям, достаточно интенсивным для их накопления и захоронения.

Как видно из всего изложенного выше, для нижнекембрийского бассейна окраин Сибирской платформы отложение каменной соли являлось естественным, неоднократно повторявшимся этапом очень длительного непрерывного процесса накопления хомогенных осадков в едином морском бассейне. Отложение соли не требовало каких-либо специфических условий в виде отгораживания участка морского бассейна, так как в солеродные зоны поступали из соседних фациальных зон воды, находящиеся уже на высокой степени осолонения<sup>1</sup>. Для образования и захоронения соляных залежей большой мощности необходимо было дополнительное усло-

<sup>1</sup> М. П. Фивег (1956<sub>1,2</sub>) пришел к близким выводам на основании изучения процесса солесбора в бассейнах различных типов. По его представлениям, в геологическом прошлом, кроме лагунных водоемов, существовали обширные «морские солеродные бассейны», сообщавшиеся с открытым морем нормальной солености через ряд промежуточных водоемов, в пределах которых происходила метаморфизация солей морской воды.

вие, а именно способность дна бассейна к резким кратковременным прогибаниям.

Изучение фаций нижнекембрийских отложений и их распространения позволяют выяснить некоторые закономерности в распределении битумопроявлений в нижнем кембрии Сибирской платформы.

Так, первичные скопления органического вещества, встречающиеся почти исключительно в известняках, оказываются приуроченными к отложениям зон бассейна, обладавших нормальной или близкой к нормальной соленостью (синская, куторгиновая, олекминская свиты). Такие условия солености были, по-видимому, наиболее благоприятны для жизни не только донных организмов (трилобиты, брахиоподы и др.), но и планктона, являвшегося источником органического вещества. Вторичные битумопроявления, встречающиеся главным образом в наиболее пористых доломитовых породах, могут распространяться благодаря боковой миграции битумов и за пределами зон нормальной солености, в отложениях соседних зон переходной и повышенной солености.

Именно такой фациальной приуроченностью и объясняется наибольшая по сравнению с другими районами интенсивность битумопроявлений на северном склоне Алданского массива. Особенно велика она в восточной части этого района, где развиты осадки платформенного моря нормальной солености и где огромным резервуаром органического вещества является синская свита, прослеживающаяся на расстоянии около 500 км от р. Синой до р. Маи. Такие же фациальные условия, как на Алданском массиве, существовали в толбинское, журинское и синское время и за пределами изученной нами территории, на южном склоне Анабарского массива. Здесь также очень широко развиты битумопроявления всех типов вплоть до высачивания жидкой нефти, которые наблюдаются в породах среднего кембрия, залегающих в этом районе на отложениях синского горизонта.

Из всего изложенного четко видна приуроченность наиболее значительных первичных скоплений органического вещества и вторичных битумо- и нефтепроявлений к тем участкам Сибирской платформы, на которых в нижнекембрийское время накапливались маломощные платформенные осадки, отлагавшиеся в условиях нормальной солености бассейна. В области прогиба, где располагалась более осолоненная часть нижнекембрийского бассейна, условия для накопления больших масс органического вещества были, по-видимому, менее благоприятны, благодаря чему битумопроявления здесь значительно менее интенсивны. Туруханский район с его интенсивными вторичными битумопроявлениями не является исключением из этого правила, так как, судя по мощности и фациям развитых здесь отложений, он представлял собой в нижнекембрийское время участок, переходный от платформы к прогибу, аналогично западной части северного склона Алданского массива.

Однако, несмотря на обилие битумо- и нефтепроявлений, поисковыми и разведочными работами на Алданском массиве до сих пор не обнаружены промышленные залежи нефти. Это может объясняться как отсутствием хороших коллекторов в нижнекембрийских отложениях, так и тем, что последние в этом районе на большом пространстве выведены на поверхность.

Если правильны наши представления, отображенные на схеме зональности распределения фациальных зон (см. фиг. 62), то на всю центральную часть Сибирской платформы и ее восточную окраину распространялись те же условия осадконакопления, которые существовали на северном склоне Алданского массива и на южном склоне Анабарского массива, т. е. могли накапливаться большие массы органического вещества. Прикрытые мощным чехлом более молодых отложений, среди которых имеется большое количество пород с хорошими коллекторскими свойствами, эти районы

при условии наличия в них соответствующих тектонических структур могут оказаться наиболее перспективными для поисков нефти. Возможно, что интенсивные газопроявления, обнаруженные в последние годы в Приверхо́янье, являются подтверждением этих предположений.

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что нижнекембрийский бассейн окраин Сибирской платформы был специфическим водоемом, в котором шел процесс почти исключительно хемогенного осадконакопления. На всей его площади в течение большого геологического периода происходила одновременная интенсивная садка различных солей. На первых степенях осолонения бассейна садился карбонат кальция, а затем карбонат кальция и магния. На участках с высокой соленостью воды накапливались сульфаты, а в зонах максимального осолонения — галоиды. Получается единый ряд: кальцит — доломит — ангидрит — галит, все члены которого тесно и неразрывно связаны друг с другом.

Непрерывность ряда хемогенных осадков убедительно подчеркивается широким распространением различных смешанных пород — доломитистых известняков и известковистых доломитов, ангидрито-доломитов и ангидритов с включениями соли, всегда присутствующих в соответствующих местах этого ряда. Особенно большим развитием пользуются однородные и пятнистые карбонатные смешанные породы.

Эти смешанные породы, свидетельствующие о тесной связи совместно осаждающихся кальцита и доломита, не являются чем-то свойственным исключительно только описанному району. Такие пятнистые известняки, весьма схожие с описанными, широко распространены, например, в карбонатных толщах ряда районов Северной Америки. Однако распространение этих пород во времени, как можно судить по литературе (Beales, 1953; Osmond, 1956; Van Tuyl, 1914), ограничено в основном нижним палеозоем. По-видимому, образование смешанных кальцито-доломитовых пород представляет собой одну из особенностей литогенеза в нижнепалеозойских бассейнах с хемогенными карбонатными осадками, обусловленную, вероятно, изменением условий растворимости карбонатов под влиянием большего содержания углекислоты в атмосфере Земли того времени.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

- А р с е н ь е в А. А., Н е ч а е в а Е. А. К стратиграфии кембрия Олекмо-Токкинского района (ЯАССР). «Изв. АН СССР, серия геол.», 1942, № 5—6.
- А р с е н ь е в А. А., Н е ч а е в а Е. А. Кембрий Заангарья. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1945, № 5.
- А р с е н ь е в А. А., Н е ч а е в а Е. А. Геологический очерк Олекмо-Токкинского района (ЯАССР). Труды Гидрогеол. упр. Главсевморпути, вып. 27, 1947.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Где и как искать новые нефтеносные области в СССР. «Нефтяное хоз.», 1929, № 6.
- Б о б р о в А. К. и др. Основные черты геологического строения и перспективы нефтеносности Восточной Сибири. Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 13, 1954.
- Б о т в и к и н а Л. Н., Ж е м ч у ж н и к о в Ю. А. и др. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., 1956.
- Б р и д л и Г. В. Ред. Рентгеновские методы определения минералов глин. М., ИЛ, 1955.
- Б у р ц е в а Т. И. К вопросу о стратиграфии нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра по данным минералого-петрографического анализа. Фонды Ин-та нефти АН СССР. М., 1952.
- В а с и л ь е в П. И. Методы ускоренного анализа карбонатных пород. М., Госгеол-издат, 1951.
- В а с и л ь е в В. Г. и др. Геологическое строение юга Сибирской платформы и нефтеносность кембрия. М., Гостоптехиздат, 1957.
- В а с с о е в и ч Н. Б. Флипш и методика его изучения. Л.— М., Гостоптехиздат, 1948.
- В е д е н е с в а Н. Е., В и к у л о в а М. Ф. Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей и его применение в литологии. М., Госгеол-издат, 1952.
- В и к у л о в а М. Ф. О новейших методах исследований глинистых минералов. В кн.: «Труды Всесоюзного совещания работников минералого-петрографических лабораторий». М., 1955.
- В о л о г д и н А. Г. Новый Турханский нефтеносный район. «Сов. геология», 1938, № 12.
- В о л о г д и н А. Г. Пути практического разрешения проблемы сибирской нефти. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1939, № 2.
- В о р о н о в а М. П. Некоторые данные по петрографии соленосной толщи нижнего кембрия Восточной Сибири. Труды Всес. научно-исслед. ин-та геолургии, вып. 29, 1954.
- Г и н з б у р г И. И., Р у к а в и ш н и к о в а И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, 1951.
- Г о л д ы р е в Г. А. О присутствии калийных соединений в соленосной толще Усоляя Сибирского. «Докл. АН СССР» 111, № 2, 1956.
- Г о л о в е н о к В. К. К стратиграфии северо-восточной окраины Патомского нагорья. «Вестник Ленингр. ун-та», 1957, № 24.
- Г р и б о в а Н. А., С и т и к о в С. П. Новые данные о возрасте и стратиграфии «ленских известняков» (р. Лена между г. Усть-Кут и с. Нохтуйское). «Докл. АН СССР», 55, № 2, 1947.
- Г р и б о в а Н. А. Стратиграфия, литология и вопросы нефтеносности кембрийских отложений юго-востока Сибирской платформы. Автореф. дисс. М., 1956.
- Г р и г о р ь е в В. Н. О характере нижнекембрийского флиша северо-восточной окраины Енисейского кряжа. БМОИП, отд. геол., 31, № 4, 1956.
- Г р и г о р ь е в В. Н., Р е п и н а Л. Н. Стратиграфия кембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1956, № 7.

- Г р и м Р. Е. Минералогия глин. М., ИЛ, 1956.
- Г у р а р и Ф. Г. К стратиграфии кембрия юго-востока Сибирской платформы. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1945, № 4.
- Г у р а р и Ф. Г. О солености юго-востока Сибирской платформы. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1947, № 4.
- Д а н и л о в и ч В. Н. Новые данные об Ангарском надвиге. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1949, № 4.
- Д а н и л о в и ч В. Н. Южная граница осадочных формаций Иркутского амфитеатра. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1951, № 4—5.
- Д з е в а н о в с к и й Ю. К. Геологическое строение Южной Якутии в свете новых данных. Материалы ВСЕГЕИ, общая серия, сб. 7, 1946.
- Д з е в а н о в с к и й Ю. К., Ч е р н ы ш е в а Н. Е. Кембрийские отложения верхнего Приангарья, их фауна и положение в общем разрезе кембрия центральных частей Сибирской платформы (Якутия). Иркутск, Изд-во «Востсибнефтегеология», 1950.
- Д р а г у н о в В. Г. Геологическое строение и перспективы нефтеносности бассейна нижнего и среднего течения р. Сухой Тунгуски. Сб. научнотехн. информации Техн. упр. МГ и ОН, 1956, № 2.
- Ж у р а в л е в а З. А. Стратиграфия и литология нижнекембрийских отложений р. Олекмы. Фонды ГИН АН СССР. М., 1955.
- Ж у р а в л е в а З. А. О возрасте подкрасноцветной свиты нижнего кембрия рек Олекмы и Лены. «Докл. АН СССР», 116, № 1, 1957.
- Ж у р а в л е в а И. Т. Археоциаты Сибирской платформы и их значение для стратиграфии кембрия Сибири. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., 1954.
- Ж у р а в л е в а И. Т., З е л е н о в К. К. Биогермы пестроцветной свиты р. Лены. Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 56, 1955.
- З а й ц е в Н. С. О тектонике южной части Сибирской платформы. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., 1954.
- З е г е б а р т Д. К. 1. Геологическое строение междуречья рек Алдана и Амги. БМОИП, отд. геол., 17, № 4—5, 1939.
- З е г е б а р т Д. К. 2. Некоторые новые данные к стратиграфии и литологии кембрийских отложений Лено-Алданского междуречья. БМОИП, отд. геол., 17, № 2—3, 1939.
- З е л е н о в К. К. 1. К вопросу о происхождении стилолитов. «Докл. АН СССР», 103, № 1, 1955.
- З е л е н о в К. К. 2. О нижнекембрийских морских битуминозных породах северного склона Алданского массива. Труды ГИН АН СССР, вып. 155, серия геол. (№ 66), 1955.
- З е л е н о в К. К. 1. Доломиты в нижнекембрийских отложениях северного склона Алданского массива и условия их образования. Труды ГИН АН СССР, вып. 4, 1956.
- З е л е н о в К. К. К литологии и геохимии нижнекембрийских лагунных отложений северного склона Алданского массива. БМОИП, отд. геол., 31, № 5, 1956.
- З е л е н о в К. К. Литология нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива. Труды ГИН АН СССР, вып. 8, 1957.
- З е л е н о в К. К., Ж у р а в л е в а И. Т., К о р д э К. Б. К строению алданского яруса кембрия Сибирской платформы. «Докл. АН СССР», 102, № 2, 1955.
- И в а п о в А. А. Калийные соли в Ангаро-Ленском соляном бассейне. «Зап. Всес. Минерал. о-ва», 79, вып. 1, 1950.
- И в а п о в А. А. Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. М., Гостгеоліздат, 1953.
- И в а н о в А. А. Некоторые новые данные о солености юго-восточной окраины Сибирской платформы. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 8, ч. 1, 1956.
- К а р а с е в И. П. Литолого-стратиграфическая и геохимическая характеристика пород южной части Сибирской платформы. В кн.: «Геология и нефтеносность Восточной Сибири», 1959.
- К а р а с е в И. П., Л е б е д ь Г. Г., Г а л и м о в а В. С. Фауна нижнего и среднего кембрия южной части Сибирской платформы. В кн.: «Геология и нефтеносность Восточной Сибири», 1959.
- К а р ы ш е в В. С. Очерк стратиграфии Иркутского амфитеатра. Фонды треста «Востсибнефтегеология», 1951.
- К а т у ш е п о к И. И. Кембрий Лено-Байкальского водораздела. Очерки по геол. Сибири, вып. 8, 1940.
- К п р и ч е н к о Г. И. Верхний протерозой западной окраины Сибирской платформы. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 7, 1955.
- К и р и ч е н к о Г. И., Г у р ь я н о в а В. Н. К стратиграфии и литологии терригенных отложений нижнего кембрия северных предгорий Восточного Саяна. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 7, 1955.

- К о р д э К. Б. Кембрийские водоросли из окрестностей с. Богучаны на р. Ангаре. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., 1954.
- К о р д э К. Б. Водоросли из кембрийских отложений р. Лены, Ботомы, Амги. Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 56, 1955.
- К о р о л ю к И. К. О новой находке трилобитов в кембрии Иркутского амфитеатра «Докл. АН СССР», 89, № 5, 1953.
- К о р о л ю к И. К. Условия осадкоаккумуляции карбонатной толщи ленского яруса Иркутского амфитеатра. Фонды Ин-та нефти АН СССР. М., 1955.
- К о р о л ю к И. К. 1. Доломитовые породы ленского яруса кембрия Иркутского амфитеатра. Труды ГИН АН СССР, вып. 4, 1956.
- К о р о л ю к И. К. 2. Некоторые строматолиты кембрия Иркутского амфитеатра. Труды Ин-та нефти АН СССР, 7, 1956.
- К о с с о в с к а я А. Г., Ш у т о в В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений западного Верхоянья. Труды ГИН АН СССР, вып. 5, 1956. -
- К о т е л ь н и к о в Л. Г. Маршрутные геологические исследования в районе рек Ока, Ия и Уда. Труды Всес. геол.-развед. объедин., вып. 228, 1933.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. Палеоботаника. Изд. 3. М.—Л., Госгеолиздат, 1941.
- К у з н е ц о в Ю. А. Докембрий Енисейского кряжа. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1946, № 4.
- К у л ь ч и ц к и й А. С. Новые данные по стратиграфии центрального Прибайкалья. Материалы по геол. и полезн. ископаемым Вост. Сибири, вып. 1 (22). 1957.
- Л е р м о н т о в а Е. В. Нижнекембрийские трилобиты и брахиоподы Восточной Сибири. М., Госгеолиздат, 1951.
- М а с л о в В. П. Классификация брекчий. БМОИП, отд. геол., 16, № 4, 1938.
- М а с л о в В. П. Геолого-литологический очерк среднего кембрия Приангарья (Восточная Сибирь). Труды ГИН АН СССР, вып. 15, серия геол. (№ 5), 1940.
- М а с л о в В. П. Геология верховьев Лены и Киренги. Труды ГИН АН СССР, вып. 85, серия геол. (№ 24), 1947.
- М а с л о в В. П. Систематическое положение и отличие строматолитов и онколитов от ископаемых известковых водорослей. БМОИП, отд. геол., 25, № 4, 1950.
- М а с л о в В. П. Карбонатные желваки органического происхождения. БМОИП, отд. геол. 27, № 4, 1952.
- М а с л о в В. П. Принципы номенклатуры и систематики строматолитов. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1953, № 4.
- М а с л о в В. П. Карбонатные проблематики округлой формы. Труды ГИН АН СССР, вып. 155, серия геол. (№ 66), 1955.
- М о р д о в с к и й В. Т., К р а в ч е н к о Е. В., Ф е д о р о в С. Ф. Геологическое строение южной части Сибирской платформы. Изд-во АН СССР, 1953.
- М о р д о в с к и й В. Т. К вопросу о стратиграфии древних осадочных образований районов среднего течения р. Уда (Присаянье). Труды Ин-та нефти АН СССР, 7, 1956.
- М о р д о в с к и й В. Т. Иркутский амфитеатр и Рыбинская впадина. (Геологическое строение и перспективы нефтеносности). Труды Ин-та нефти АН СССР, 12, 1958.
- Н е к р а с о в а О. И. Литология ниже- и среднекембрийских отложений разреза Амгинской опорной скважины (Восточная Сибирь). Труды ВСЕГЕИ, 4, 1955.
- Н е ч а е в а Е. А. О некоторых формах залегания «водорослевых» доломитов среднего кембрия в Заангарье. «Докл. АН СССР», 47, № 8, 1945.
- Н и к о л а е в И. П. Ледниковые отложения (тиллиты) нижнекембрийского возраста в Енисейском кряже. «Изв. Глав. геол.-разв. упр.», 49, № 7, 1930.
- Об р у ч е в В. А. Геология Сибири, т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- Об р у ч е в В. А. Решение вопроса о границе между кембрием и докембрием в Прибайкалье. «Изв. Иркутск. гос. науч. музея», 2 (57), 1937.
- Об р у ч е в С. В. Тунгусский бассейн (южная и западная часть), т. 1—2. «Труды Всес. геол.-разв. объедин.», вып. 164 и 178, 1932—1933.
- О с и п о в а А. И. Условия образования доломитов в Ферганском заливе палеогенового моря. Труды ГИН АН СССР, вып. 4, 1956.
- О ф ф м а н П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. В кн.: «Тектоника СССР», т. 4. М.—Л., 1959.
- П а в л о в с к и й Е. В. 1. Краткий очерк геологической истории Прибайкалья. Сб., посвящ. академику В. А. Обручеву, т. 1, 1937.
- П а в л о в с к и й Е. В. 2. Новые данные по стратиграфии кембрия Прибайкалья. «Докл. АН СССР», 14, № 6, 1937.
- П а в л о в с к и й Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. Труды ГИН АН СССР, вып. 99, серия геол. (№ 31), 1948.
- П а в л о в с к и й Е. В. О нижнем палеозое Присаянья. Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, серия геол., вып. 1, 1954.
- П а в л о в с к и й Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 10, 1956.

- Павловский Е. В., Фролова Н. В. Геологический очерк Лено-Ангаро-Байкальского водораздела. Очерки по геол. Сибири, вып. 18, 1955.
- Павловский Е. В., Цветков А. И. Западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк Бугульдейско-Ангинского района. Труды ГИН АН СССР, 8, 1938.
- Писарчик Я. К., Тихомирова Н. Я. Литология и фации отложений мотской и ушаковской свит Ст<sub>1</sub>, Иркутского амфитеатра (отчет за 1952 год). Фонды ВСЕГЕИ Л., 1953.
- Писарчик Я. К. Новые данные по стратиграфии и литологии нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра. Информ. сб. ВСЕГЕИ, №1, 1955.
- Покровская П. В. Стратиграфия кембрийских отложений юга Сибирской платформы. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., 1953.
- Пудило В. Г., Соколова М. Н., Миронов С. П. Нефти и битумы Сибири. Труды Ин-та нефти АН СССР, 11, 1958.
- Равич М. Г. Литология кембрийских отложений северного склона Алданского массива. «Уч. зап. Якутск. гос. пед. ин-та», 1944, вып. 1.
- Разумовская Е. Э. О характере и распространении соленосных фаций в Сибири. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 8, ч. 1, 1956.
- Рейтлингер Е. А. Кембрийские фораминиферы Якутии. БМОИП, отд. геол., 23, № 2, 1948.
- Рейтлингер Е. А. Атлас микроскопических органических остатков и проблематики древних толщ Сибири. Труды ГИН АН СССР, вып. 25, 1959.
- Репина Л. Н. Палеонтологическое обоснование возраста отложений кембрия западной части Восточного Саяна. «Докл. АН СССР», 110, № 2, 1956.
- Салоп Л. И. Нижней палеозой Средне-Витимской горной страны. Труды ВСЕГЕИ, 1, 1954.
- Салоп Л. И. и др. О возрасте последней геосинклинальной складчатости в Байкальском нагорье. «Докл. АН СССР», 118, № 4, 1958.
- Санин П. И., Пудило В. Г., Успенский С. П. Битумы и битуминозные породы кембрийских отложений. Труды Ин-та нефти АН СССР, 1, вып. 2, 1950.
- Семихатов М. А. К стратиграфии алданского яруса нижнего кембрия Канско-Ангарской впадины. «Докл. АН СССР», 115, № 6, 1957.
- Сенюков В. М. Река Толба и нефтеносность северного склона Алданского массива. Труды Нефт. геол.-развед. ин-та, вып. 107, 1938.
- Старостина З. М. Геологическое строение северной окраины Патомского нагорья и прилегающей части Ленского пенеплена. БМОИП, отд. геол., 13, № 3, 1935.
- Страхов Н. М. Карбонаты в осадках современных лагун и их значение для проблемы карбонатообразования. БМОИП, отд. геол., 22, № 2, 1947.
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии, ч. 1 и 2. М., Госгеолыздат, 1948.
- Страхов Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадконакопления в истории Земли. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1949, № 6.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Труды ГИН АН СССР, вып. 124, серия геол. (№ 45), 1951.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1953, № 5.
- Страхов Н. М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации. В кн.: «Образование осадков в современных водоемах». М., 1954.
- Страхов Н. М. 1. К вопросу о распространении и генезисе доломитовых пород верхнего карбона Самарской Луки. Труды ГИН АН СССР, вып. 4, 1956.
- Страхов Н. М. 2. О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний). Труды ГИН АН СССР, вып. 4, 1956.
- Суворова Н. П. О ленском ярусе нижнего кембрия Якутии. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., 1954.
- Суворова Н. П. Трилобиты кембрия востока Сибирской платформы, вып. 1. Протолениды. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Теодорович Г. И. О классификации песчаников по вещественному составу. «Разведка и охрана недр», 1956, № 12.
- Фивег М. П. Степень изученности и задачи дальнейшего изучения месторождения ископаемых солей. В кн.: «Советские по осадочным породам». Доклады, вып. 1, М., 1952.
- Фивег М. П. 1. Геологическая обстановка седиментационного этапа образования соленосных формаций. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4, Львов, 1956.

- Фивег М. П. 2. Типы солеродных бассейнов. Труды Всес. научно-исслед. ин-та галургии, вып. 32, 1956.
- Флорова О. В. Нефтеносность кембрийских отложений Лено-Алданского бассейна. М.—Л., Гостоптехиздат, 1941.
- Флоренский В. П. Кристаллооптическая характеристика ангидрита и некоторые данные по генезису гипсовых и ангидритовых пород Башкирской АССР. Труды Моск. нефт. ин-та им. И. М. Губкина, вып. 5, 1947.
- Фришфельд Г. Э. Геология и полезные ископаемые Северо-западного, Вилюйского и Центрального районов. ЯАССР В кн.: «Якутская АССР», вып. 2. Л. (Труды СОПС), 1933.
- Фришфельд Г. Э. Геологическое строение и перспективы месторождений нефти Якутской АССР. «Соц. строительство», Якутск, 1939, № 1.
- Фролова Н. В. О доломитовой муке в среднем кембрии Сибири. «Докл. АН СССР», 32, № 6.
- Фролова Н. В. Геологический очерк средней части Лено-Киренского междуречья. Очерки по геол. Сибири, вып. 18, 1955.
- Хазанович К. К. Геологическое строение среднего течения реки Уды и Икея (Восточные Саяны). «Изв. АН СССР, серия геол.», 1940, № 4.
- Хворова И. В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 43, 1953.
- Хворова И. В. О некоторых поверхностных текстурах в каменноугольном и нижнепермском флише Ю. Урала. Труды ГИН АН СССР, вып. 155, серия геол., (№ 66), 1955.
- Хоментовский А. С. Структура и тектоника юго-западной части Сибирской платформы. БМОИП, отд. геол., 20, № 5—6, 1945.
- Хоментовский А. С. Некоторые данные по геологии Туманшетского соленосного района (Восточная Сибирь). БМОИП, отд. геол., 25, № 3, 1950.
- Чумаков Н. М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилюйской впадины. В кн.: «Тектоника СССР», т. 4. М.—Л., 1959.
- Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. БМОИП, отд. геол., 10, № 3—4, 1932.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолгиздат, 1948.
- Юркевич П. А. Распределение органического материала в кембрийской толще Иркутского амфитеатра. «Докл. АН СССР», 95, № 2, 1954.
- Яржемский Я. Я. К литологии среднего кембрия Приангарья. «Труды Вост.-Сиб. геол. треста», вып. 16, 1936.
- Яржемский Я. Я. К стратиграфии среднего кембрия юго-восточной оконечности Среднесибирской платформы. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1938, № 2.
- Veales F. W. Dolomitic mottling in Palliser (Devonian) Limestone, Banff and Jasper National Parks, Alberta. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 37, N 10, 1953.
- Osmond J. C. Mottled carbonate rocks in the Middle Devonian of Eastern Nevada. Journ. Sedimentary Petrology, 26, N 1, 1956.
- Packham P. H. Sedimentary structures as an important factor in the classification of sandstones. Amer. Journ. Sci., 252, N 8, 1954.
- Van Tuyl F. M. The origin of dolomit. Yowa Geol. Surv. Ann. Rept., 25, 1914.

## ТАБЛИЦЫ

## ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

### ТАБЛИЦА I

1. Афанитовый известняк, сложенный скритозернистым кальцитом с примесью микрозернистого. Шлиф 313, ув. 46. Пестроцветная свита, р. Чара.
2. Афанитовый известняк, сложенный микрозернистым кальцитом с примесью скритозернистого и более крупных зерен. Шлиф 478, ув. 46. Пестроцветная свита, р. Лена ниже с. Жура.
3. Афанитовый известняк, сложенный микрозернистым, близким к тонкозернистому кальцитом. Шлиф 130, ув. 46. Кетеминская свита, р. Лена ниже с. Жура.
4. Пелитоморфный доломит с разномзернистой структурой; темные включения — пирит. Шлиф 190-Р, ув. 30. Клименская свита, р. Ангара.
5. Афанитовый доломит с однородной мозаичной структурой. Шлиф 343-А, ув. 46. Пестроцветная свита, р. Чара.
6. Афанитовый доломит с разномзернистой структурой основной массы, среди которой прослойки скритозернистой структуры. Шлиф 1238, ув. 20. Лебяжинская свита, р. Тая.
7. Афанитовый доломит с щелевидными пустотами от выщелоченного гипса. Шлиф 326-Г, ув. 20. Платоновская свита, р. Сухая Тунгуска.
8. Тонкозернистый доломит с однородной мозаичной структурой. Шлиф 2231-А, ув. 46. Пестроцветная свита, р. Лена ниже г. Киренска.

### ТАБЛИЦА II

1. Крупные каверны в яснозернистом доломите. Костинская свита, р. Нижняя Тунгуска.
2. Мелкозернистый пористый доломит мозаичной структуры с зернами неправильной полигональной формы. Шлиф 327-А, ув. 46. Эльганская свита, р. Лена.
3. Среднезернистый доломит мозаичной структуры с зернами ромбоздрической формы. Шлиф 415-А, ув. 46. Малыканская пачка журинского подъяруса, р. Мархачан.
4. Среднезернистый доломит с порами, заполненными битумом. Шлиф. 75-Г, ув. 46. Костинская свита, р. Нижняя Тунгуска.
5. Среднезернистый доломит, образовавшийся по микрокристаллическому первичному доломиту. Шлиф 707-А, ув. 46. Малыканская пачка журинского подъяруса, р. Лена ниже г. Олёкминска.
6. Среднезернистый доломит с остатками микрозернистого доломита. Шлиф 693, ув. 46. Малыканская пачка журинского подъяруса, р. Лена ниже г. Олёкминска.

### ТАБЛИЦА III

1. Доломитистый известняк. На фоне скритозернистого кальцита рассеяны мелкие зерна доломита. Шлиф 490, ув. 46. Нохоройская пачка журинского подъяруса, р. Лена ниже г. Олёкминска.
2. Известковистый доломит. Среди мозаики светлых зерен доломита видны темные участки скритозернистого кальцита. Шлиф 491, ув. 46. Нохоройская пачка журинского подъяруса, р. Лена ниже г. Олёкминска.
3. Доломитистый известняк. Среди микрозернистого кальцита рассеяны более крупные зерна доломита. Темные пятна — скопления красного железистого вещества. Шлиф 1130, ув. 46. Пестроцветная свита, р. Лена.

4. Известковистый доломит. Среди зерен доломита видны темные участки скрытозернистого кальцита. Порода содержит 78% доломита. Шлиф 251, ув. 46. Олёкминская свита, р. Сухая Тунгуска.
5. Доломитистый известняк. Видна одинаковая размерность зерен карбоната в верхней, неокрашенной части шлифа. В окрашенной части черное — кальцит, светлое — доломит. Порода содержит 42% доломита и 58% кальцита. Шлиф 186-Р, ув. 30. Клименская свита, р. Ангара.

#### Т А Б Л И Ц А IV

1. Отвесное обнажение куторгиновой свиты на р. Лене с хорошо выраженной плитчатостью.
2. Обнажение куторгиновой свиты на р. Лене с хорошо выраженной полосчатостью.
3. Постепенный переход от известняка к известковистому доломиту. Последовательные снимки участков одного и того же шлифа: *a* — скрытозернистый кальцит, *b* — кальцит с рассеянными зернами доломита, *c* — доломит со скрытозернистым кальцитовым фоном. Шлиф 6, ув. 46. Куторгиновая свита, р. Лена.
4. Окрашенный  $\text{AgNO}_3$  шлиф известковистого доломита. Черное — участки микрозернистого кальцита, белое — доломит. Шлиф 113, ув. 46. Куторгиновая свита, р. Лена.
5. Резкий переход от известняка к пятну известковистого доломита. Шлиф окрашен  $\text{AgNO}_3$ , черное — однородный скрытозернистый кальцит, белое — доломит. Шлиф 10, ув. 20. Куторгиновая свита, р. Лена.

#### Т А Б Л И Ц А V

1. Яркая пятнистость нохоройского типа. Светлос — доломитистый известняк, темное — красный известковистый доломит. Пришлифовка. Образец 973. Нохоройская пачка журиинского подъяруса, р. Лена ниже г. Олёкминска.
2. Извилистые прожилки желтоватого известковистого доломита в доломитистом известняке. Пришлифовка. Образец 974. Нохоройская пачка журиинского подъяруса, р. Лена ниже г. Олёкминска.
3. Брекчиевидная пятнистость нохоройских пород. Пришлифовка, р. Ботома.
4. Доломитистый известняк. В скрытозернистом кальците равномерно рассеяны мелкие зерна доломита. Шлиф 490а, ув. 46. Нохоройская пачка журиинского подъяруса, р. Лена ниже г. Олёкминска.

#### Т А Б Л И Ц А VI

1. Участок известковистого доломита в доломитистом известняке. Шлиф 492, ув. 46. Нохоройская пачка журиинского подъяруса, р. Лена ниже г. Олёкминска.
2. Участок известковистого доломита. Среди зерен доломита видны остатки микрозернистого кальцита. Шлиф 491, ув. 46. Нохоройская пачка журиинского подъяруса, р. Лена ниже г. Олёкминска.
3. Доломитистый известняк с сутурами, по которым распространяется красное железистое вещество. Шлиф 864, ув. 20. Нохоройская пачка журиинского подъяруса, р. Лена ниже г. Олёкминска.
4. Извилистые красные прожилки в сером доломитистом известняке. Образец 973. Пришлифовка. Нохоройская пачка журиинского подъяруса, р. Лена ниже г. Олёкминска.

#### Т А Б Л И Ц А VII

1. Извилистые прожилки желтоватого доломита в светло-сером афанитовом известняке. Образец 146. Пришлифовка. Кетеминская свита, р. Лена.
2. Прослойки желтоватого доломита в светло-сером афанитовом известняке. В середине прослоев видны черные, мелкозубчатые сутурные линии. Образец 150. Пришлифовка. Кетеминская свита, р. Лена.
3. Конгломератовидный известняк. Темное — прослойки доломита, белое — известняк. Пришлифовка, натуральная величина. Кетеминская свита, р. Лена.

1. Доломитизация по сутурам в микрозернистом известняке, шлиф 127а, ув. 10 Кетеминская свита, р. Лена.
5. Прослой доломита в тонкозернистом кальците, ограниченный с обеих сторон сутурными линиями. В середине прослоя различима еще одна сутура. Шлиф 119, ув. 20. Кетеминская свита, р. Лена.

#### Т А Б Л И Ц А VIII

1. Прослойка доломита. Видна разница в размерности зерен близ сутуры на периферии прослойки. Шлиф 127, ув. 46. Кетеминская свита, р. Лена.
2. Расщепляющаяся сутурная линия с зернами доломита вдоль нее. Шлиф 127а, ув. 20. Кетеминская свита, р. Лена.
3. Включение доломита между расщепленными сутурами в тонкозернистом кальците. Шлиф 129, ув. 30. Кетеминская свита, р. Лена.

#### Т А Б Л И Ц А IX

Различные формы пятнистости олёкминского типа

1. Олёкминская свита, р. Лена ниже г. Кирепска.
2. Пестроцветная свита, р. Чара.
3. Олёкминская свита, р. Лена ниже г. Олёкминска. Пришлифовка.
4. Поверхность выветривания пятнистых известняков, р. Лена ниже г. Киренска.
5. Чередование однородных (нижний слой), полосчатых (средний слой) и пятнистых (верхний слой) известняков олёкминского типа. Пестроцветная свита, р. Чара.

#### Т А Б Л И Ц А X

1. Постепенный переход от доломитового пятна к участку, сложенному скрытозернистым кальцитом. Шлиф 263, ув. 46. Олёкминская свита, р. Лена.
2. Постепенный переход от доломитового пятна к участку, сложенному микрозернистым кальцитом. Шлиф 253, ув. 46. Чарская свита, р. Чара.
3. Резкий переход доломитового пятна к участку, сложенному микрозернистым кальцитом. Шлиф 16, ув. 46. Чарская свита, р. Чара.
4. Доломитовое пятно, частично ограниченное сутурной линией, проходящей далее по микрозернистому кальциту. Шлиф 2031, ув. 46. Толбачанская свита, р. Лена ниже г. Киренска.

#### Т А Б Л И Ц А XI

1. Оолитовый известняк. Радиально-лучистая и концентрическая структура оолитов. Видна зависимость формы оолитов от формы и размеров ядра. Шлиф 1060-А, ув. 46. Чуранская пачка журиинского подъяруса, р. Лена ниже г. Олёкминска.
2. Оолитовый известняк. Избирательная доломитизация оолитов. Шлиф 1039-А, ув. 46. Правая половина шлифа окрашена  $AgNO_3$ . Чуранская пачка журиинского подъяруса, р. Лена ниже г. Олёкминска.
3. Оолитовый известняк. Избирательная доломитизация отдельных оолитов. Шлиф 1043-А, ув. 46. Чуранская пачка журиинского подъяруса, р. Лена ниже г. Олёкминска.

#### Т А Б Л И Ц А XII

1. Оолитовый известняк. Избирательная доломитизация цемента, оолиты остаются незатронутыми. Шлиф 1347-3, ув. 20. Чуранская пачка журиинского подъяруса, р. Ботома.
2. Оолитовый известняк. Шлиф 325-А, ув. 20. Пестроцветная свита, р. Чара.
3. Пизолитовый известняк. Шлиф 267-А, ув. 10. Чарская свита, р. Лена ниже г. Олёкминска.
4. Пизолитовый известняк. Избирательное окремнение пизолитов. Шлиф 328-А, ув. 10. Пестроцветная свита, р. Чара.

### Т А Б Л И Ц А XIII

1. Оолитовый доломит. Оолиты полностью перекристаллизованные. Заметны крупные поры. Шлиф 1038, ув. 46. Чуранская пачка журинского подъяруса, р. Лена ниже г. Олёкминска.
2. Оолитовый доломит. Сгустки микрозернистого доломита (темное) в ядрах оолитов. Шлиф 1079, ув. 46. Чуранская пачка журинского подъяруса, р. Лена ниже г. Олёкминска.
3. Равномерное распределение зерен микрокристаллического доломита среди скрытозернистой глинисто-карбонатной массы. Шлиф 2230-А, ув. 46. Пестроцветная свита, р. Лена ниже г. Киренска.
4. Микрослоистый доломитовый мергель. Шлиф 424-А, ув. 20. Пестроцветная свита, р. Лена, скважина Русская Речка.
5. Глинистый доломит с прослоем, обогащенным мелкими зернами кварца. Шлиф 157-Г, ув. 46. Ник +. Платоновская свита, р. Нижняя Тунгуска.
6. Скопления кубиков пирита в глинистом доломите. Шлиф 430-А, ув. 46. Пестроцветная свита, р. Лена, Рускоречкинская скважина.

### Т А Б Л И Ц А XIV

1. Археоциатовый известняк. Пришлифовка, натуральная величина. Пестроцветная свита, р. Лена.
2. Археоциатовый известняк. Интересные камеры выполнены крупнокристаллическим кальцитом. Вокруг кубка археоциат скопления водорослей типа *Renalcis*. Шлиф 170-Ж, ув. 10. Пестроцветная свита, р. Лена.
3. Косая слоистость в детритусовых известняках пестроцветной свиты, р. Ботомы.
4. Трилобитовый ракушечниковый известняк. Панцири трилобитов сцементированы крупнокристаллическим кальцитом. Шлиф 302, ув. 10. Ипиканская свита, р. Мая.
5. Черные сланцеватые известняки со спикулами. В шлифе заметен обломок трилобита, а также *Obruchevella*. Шлиф 27, ув. 90. Синская свита, р. Синяя.
6. Черные сланцеватые известняки, состоящие из мелких копролитов. Шлиф 26, ув. 90. Синская свита, р. Синяя.

### Т А Б Л И Ц А XV

1. Эпифитоновый известняк. Пришлифовка, натуральная величина. Пестроцветная свита, р. Лена ниже с. Жура.
2. Эпифитоновый известняк и онкоид эпифитоновых водорослей. Пестроцветная свита, р. Лена ниже с. Жура.
3. Эпифитоновые водоросли, продольный разрез. Шлиф 1132, ув. 46. Пестроцветная свита, р. Лена ниже с. Жура.
4. Пластовые строматолитовые известняки. Заметно окремнение. Чарская свита, р. Чара.
5. Нижняя поверхность доломитовых столбчатых строматолитов. Платоновская свита, р. Сухая Тунгуска.

### Т А Б Л И Ц А XVI

1. Бугристая поверхность пластового строматолитового доломита. Платоновская свита, р. Сухая Тунгуска.
2. Плоские онкоиды пластовых доломитовых строматолитов. Пестроцветная свита, р. Лена ниже г. Киренска.
3. Мелкие выпуклые онкоиды доломитовых строматолитов. Платоновская свита, р. Сухая Тунгуска.
4. Поверхность доломитов с плоскими строматолитовыми онкоидами. Белые включения в апикальных частях онкоидов — барит. Костинская свита, р. Нижняя Тунгуска.
5. Поверхность известняков с хорошо развитыми выпуклыми строматолитовыми онкоидами. Толбачанская свита, р. Лена ниже г. Киренска.
6. Отдельные караваеобразные онкоиды строматолитов среди доломитов. Платоновская свита, р. Сухая Тунгуска.

#### Т А Б Л И Ц А XVII

1. Микрослоистый строматолитовый доломит. Шлиф 1253, ув. 20. Лебяжинская свита, р. Тея.
2. Микрослоистый строматолитовый известняк. Шлиф 2151, ув. 10. Толбачанская свита, р. Лена ниже г. Киренска.
3. Окремненный прослой пластового строматолита. Пришлифовка, натуральная величина. Барылайская свита, р. Амга.
4. Кремневая конкреция (темное) в пласте строматолитового доломита. Пришлифовка, натуральная величина. Барылайская свита, р. Амга.

#### Т А Б Л И Ц А XVIII

1. Крупноонколитовый известняк. Пришлифовка, натуральная величина. Олёкминская свита, р. Лена ниже г. Олёкминска.
2. Онколиты, сложенные скрытозернистым кальцитом в неравнозернистом кальцитовом цементе. Шлиф 77, ув. 20. Чарская свита, р. Лена близ устья р. Пеледуя.
3. Оолитоподобные онколиты доломитового состава в разнозернистом кальцитовом цементе. Шлиф 595, ув. 20. Пестроцветная свита, р. Лена близ с. Нохтуйск.
4. Скрытозернистые кальцитовые онколиты в микрозернистом кальцитовом цементе. Шлиф 603, ув. 30. Пестроцветная свита, р. Лена близ с. Нохтуйск.
5. Онколитовый известняк. Скрытозернистые кальцитовые онколиты в тонкозернистом кальцитовом цементе. Шлиф 246, ув. 10. Олёкминская свита, р. Лена ниже г. Киренска.
6. Онколитовый известняк с крустификационным кальцитовым цементом. Шлиф 1050, ув. 9). Малаканская пачка журинского подъяруса, р. Лена ниже г. Олёкминска.

#### Т А Б Л И Ц А XIX

1. Онколитовый доломит. Доломитовые скрытозернистые онколиты в разнозернистом доломитовом цементе. Шлиф 336, ув. 46. Пестроцветная свита, р. Чара.
2. Онколитовый доломит. Частично перекристаллизованные доломитовые онколиты в разнозернистом доломитовом цементе. Шлиф 2198, ув. 30. Пестроцветная свита, р. Лена ниже г. Киренска.
3. Онколитовый доломит. Доломитовые онколиты в значительной степени перекристаллизованные в тонкозернистый доломит с каемкой скрытозернистого. Цемент доломитовый тонкозернистый, частично перекристаллизованный. Содержание доломита в породе 94%. Шлиф 361, ув. 20. Пестроцветная свита, р. Лена ниже с. Витим.
4. Сильно перекристаллизованный онколитовый доломит. Онколиты различаются благодаря большей мелкозернистости карбоната. Шлиф 2185, ув. 20. Пестроцветная свита, р. Лена ниже г. Киренска.
5. Нацело перекристаллизованный мелкозернистый доломит. Очертания онколитов заметны лишь благодаря темной каемке. Шлиф 744, ув. 30. Эльганская свита, р. Лена ниже г. Олёкминска.
6. Онколитовая порода смешанного известково-доломитового состава (доломита — 51%, кальцита — 49%). Скрытозернистые доломитовые онколиты в разнозернистом кальцитовом цементе. Шлиф 629, ув. 20. Олёкминская свита, р. Лена близ с. Нохтуйск.

#### Т А Б Л И Ц А XX

1. Избирательная доломитизация онколитов, сложенных скрытозернистым кальцитом. Цемент чисто кальцитовый крустификационной структуры образует корки вокруг онколитов. Шлиф 543, ув. 30. Олёкминская свита, р. Лена ниже г. Олёкминска.
2. Избирательная доломитизация онколитов, сложенных мелкозернистым кальцитом. Наряду с полностью или частично доломитизированными видны совершенно неизмененные онколиты. Цемент чисто кальцитовый разнозернистый. Шлиф 229, ув. 20. Олёкминская свита, р. Лена, ниже г. Олёкминска.
3. Доломитизация онколитового известняка по сутурному шву. Крупные ромбы доломита располагаются вдоль сутурного шва как в цементе, так и в онколитах. Шлиф 2027, ув. 46. Толбачанская свита, р. Лена ниже г. Киренска.

4. Доломитизация онколитового известняка. Крупные отдельные ромбы доломита встречаются как в цементе, так и в онколитах. Шлиф 733, ув. 30. Эльтягская свита, р. Лена ниже г. Олёкминска.

#### Т А Б Л И Ц А ХХI

1. Брекчия в доломитах платоновской свиты (разрез в плоскости напластования), р. Сухая Тунгуска.
2. Брекчия из основания еланской свиты. Среди известково-глауконитового цемента обломки светлых доломитов. Пришлифовка, р. Лена ниже с. Жура.
3. Брекчия в чарской свите, р. Лена ниже г. Олёкминска.
4. Брекчия в чарской свите под отложениями верхнего кембрия, р. Лена ниже г. Киренска.
5. Кусок брекчии с кремнями. Натуральная величина. Мундручинская свита, р. Амга.
6. Брекчия в толбачанской свите под отложениями верхнего кембрия, р. Лена ниже г. Киренска.

#### Т А Б Л И Ц А ХХII

1. Разнозернистый доломит, образовавшийся в результате доломитизации онколитового известняка. Шлиф 377-А, ув. 46. Олёкминская свита, р. Лена ниже г. Олёкминска.
2. Участки микрозернистого доломита, заместившего кальцит, с отдельными беспорядочно ориентированными удлинёнными зёрнами доломита. Шлиф 2209-А, ув. 46. Олекминская свита, р. Лена ниже г. Киренска.
3. Доломит с тонкозернистой войлочной структурой, образовавшийся при доломитизации участков известняка в пятнистых породах. Шлиф 561-А, ув. 46. Олекминская свита, р. Лена ниже г. Олёкминска.
4. Характер доломитизации кетеминских пятнистых пород. Среднезернистые прослой — диагенетический доломит. Тонкозернистые прослой — эпигенетический доломит. Шлиф 159-3, ув. 46. Кетеминская свита, р. Лена ниже с. Жура.
5. Однородная тонкозернистая структура доломита замещения. Шлиф 2141, ув. 46. Олекминская свита, р. Лена ниже г. Киренска.
6. Однородная среднезернистая структура доломита замещения. Шлиф 2054, ув. 46. Олекминская свита, р. Лена ниже г. Киренска.

#### Т А Б Л И Ц А ХХIII

1. Ангидрито-доломит с округлыми включениями каменной соли. Натуральная величина. Пестроцветная свита, р. Лена, скважина Русскоречинская.
2. Ангидрито-доломит с включениями кристаллов гипса. Уменьшено в два раза. Пестроцветная свита, р. Лена, скважина Русскоречинская.
3. Ангидрито-доломит. Волокнистая структура ангидрита с игльчатыми кристаллами. Шлиф 302-А, ув. 46. Толбачанская свита, р. Лена, скважина Русскоречинская.
4. Ангидрито-доломит. Микрозернистая структура ангидрита. Шлиф 426-А, ув. 46. Ник. +. Пестроцветная свита, р. Лена, скважина Русскоречинская.
5. Ангидрит с редкими зёрнами доломита (темное). Структура ангидрита микрозернистая. Шлиф 370-А, ув. 46. Толбачанская свита, р. Лена, скважина Русскоречинская.
6. Волокнистая структура ангидрита с радиально расположенными более крупными кристаллами. Шлиф 125-А, ув. 46. Ник. +. Толбачанская свита, р. Лена, скважина Намана.
7. Вторичный гипс с мелкими зёрнами пирита (чёрные включения), выполняющий стенки каверн в ангидрите. Центральная часть заполнена монокристаллами кальцита. Шлиф 126-А, ув. 46 (левая половина при ник. +). Толбачанская свита, р. Лена, скважина Намана.
8. Гипс разнозернистый крупнокристаллический. В отдельных монокристаллах гипса лучистые выделения вторичного ангидрита. Шлиф 370-А, ув. 46 (левая половина при ник. +). Пестроцветная свита, р. Чара.

## Т А Б Л И Ц А XXIV

1. Полимиктовый песчаник первого типа. Структура псаммитовая; зерна кварца и полевых шпатов плохо окатанные; цемент глинисто-хлоритово-карбонатный. Шлиф 3102-Г, ув. 46 (правая половина при ник.+). Порожихинская свита, р. Тея.
2. Язычковые гиероглифы в основании песчаников первого элемента ритма (первый тип). Порожихинская свита, р. Тея.
3. Язычковые гиероглифы в основании песчаников первого элемента ритма (второй тип). Порожихинская свита, р. Тея.
4. Ребристые гиероглифы в основании песчаников первого элемента ритма (первый тип). Порожихинская свита, р. Тея.

## Т А Б Л И Ц А XXV

1. Ребристые гиероглифы в основании песчаников первого элемента ритма (второй тип). Порожихинская свита, р. Тея.
2. Знаки внедрения в основании песчаников первого элемента ритма. Порожихинская свита, р. Тея.
3. Полимиктовый песчаник второго типа с регенерационным кварцевым цементом. Шлиф 3066-Г, ув. 90. Ник.+Точильная свита, р. Иркинеева.

## Т А Б Л И Ц А XXVI

1. Мозаичная регенерационно-кварцевая структура полимиктового песчаника второго типа. Шлиф 3064-Г, ув. 90 (правая половина при ник.+). Точильная свита, р. Иркинеева.
2. Псаммитовая структура полимиктового песчаника второго типа с глинисто-кремнисто-железистым цементом. Шлиф 1202-Г, ув. 46. Порожихинская свита, р. Тея.
3. Волнистая перекрестная слоистость в песчаниках порожихинской свиты, р. Тея.

## Т А Б Л И Ц А XXVII

1. Волнистая перекрестная слоистость в песчаниках точильной, свиты р. Иркинеева.
2. Знаки ряби в песчаниках точильной свиты, р. Иркинеева.
3. Кварцитоподобный песчаник с зернами кварца, имеющими волнистое угасание. Темные зерна — разрушенные полевые шпаты. Шлиф 204-А, ув. 46 (правая половина при ник.+). Жербинская свита, р. Чара.

## Т А Б Л И Ц А XXVIII

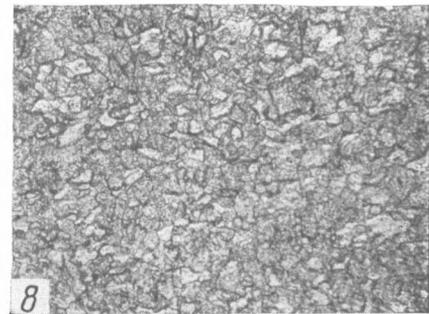
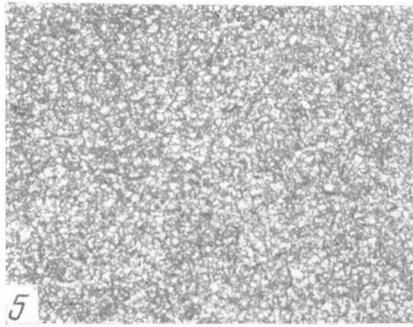
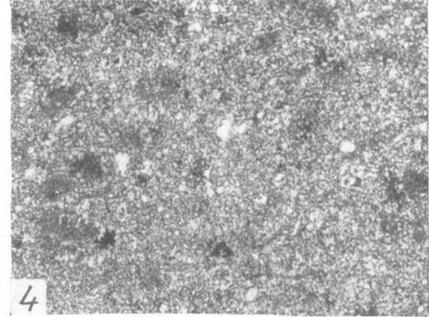
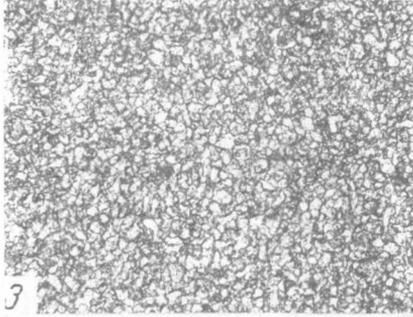
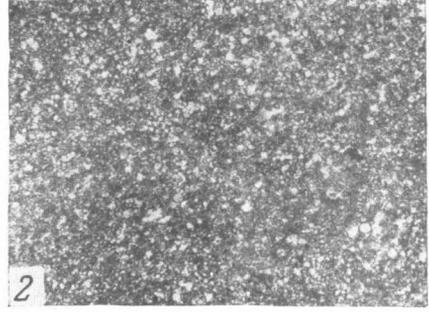
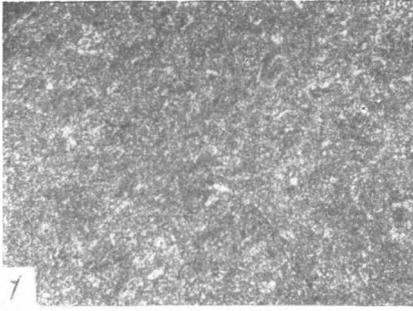
1. Мозаичная структура в кварцитоподобных песчаниках с регенерационным цементом. Шлиф 121-З, ув. 46, (левая половина при ник.+). Юдомская свита, р. Мая.
2. Глинисто-серицитовый цемент соприкосновения в кварцитоподобных песчаниках. Шлиф 208-А, ув. 46. Ник.+ Жербинская свита, р. Чара.
3. Разъедание первично-регенерированных зерен кварца кальцитом. Шлиф 555-А, ув. 46. Ник.+ Тинновская свита, р. Лена.

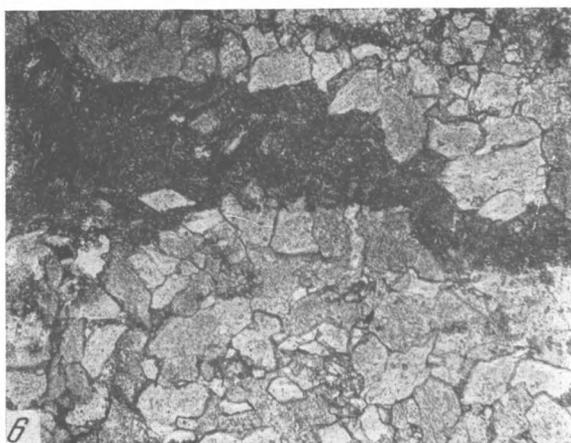
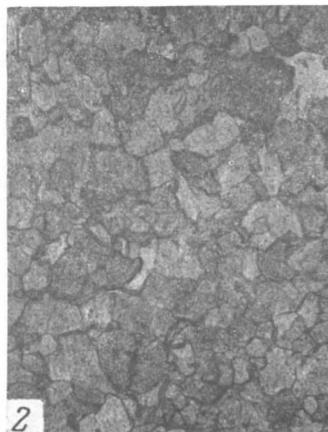
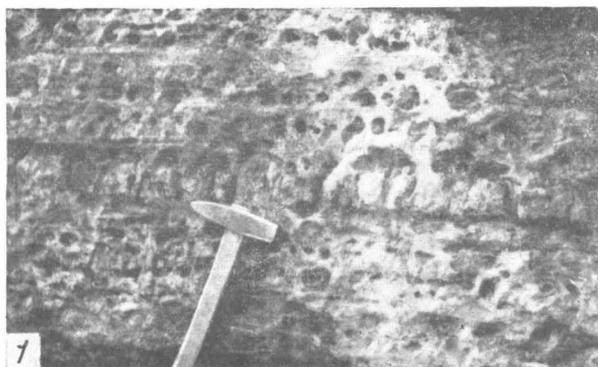
## Т А Б Л И Ц А XXIX

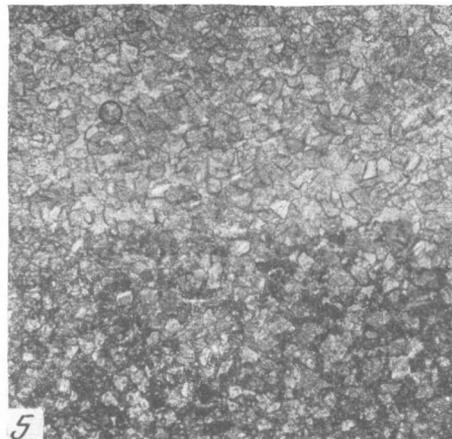
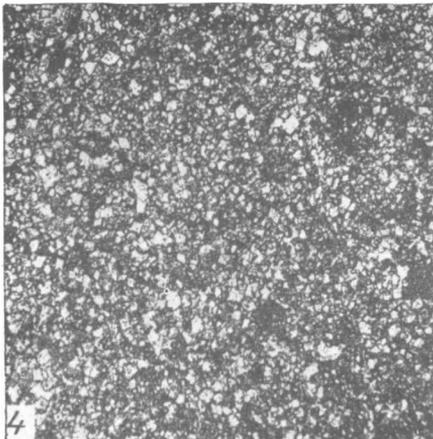
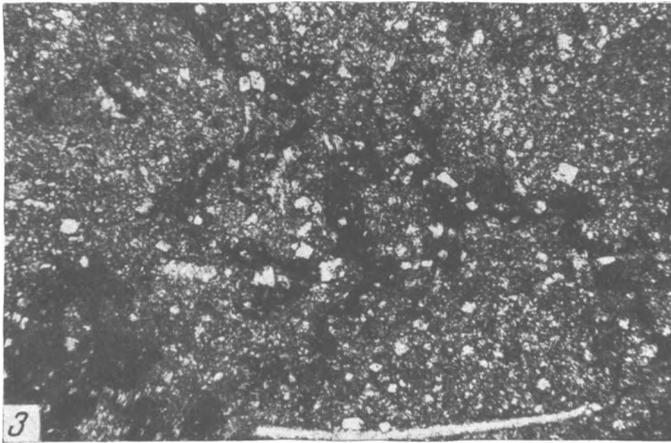
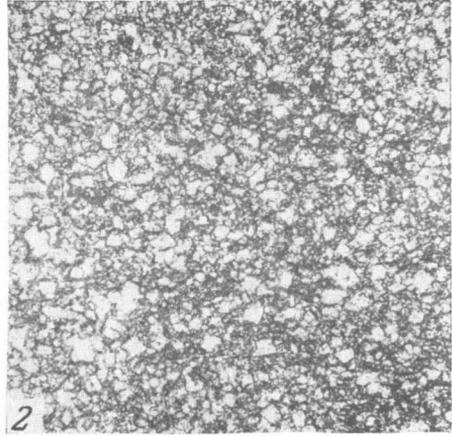
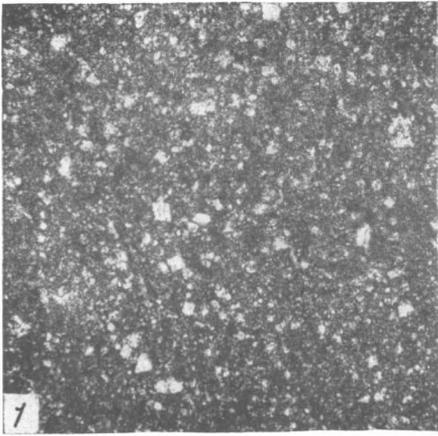
1. Кварцевый песчаник с доломитовым цементом и радиально-лучистыми оолитами. Шлиф 1204-Г, ув. 46. Порожихинская свита, р. Тея.
2. Концентрически-скорлуповатые оолиты в песчанике с кальцитовым цементом. Шлиф 75-Р, ув. 46. Агалевская свита, р. Ангара.
3. Перекрестная разнонаправленная слоистость в доломитистых песчаниках порожихинской свиты, р. Тея.
4. Алевролит с глинисто-хлоритовым цементом. Шлиф 3085-Г, ув. 30 (левая половина при ник.+). Порожихинская свита, р. Тея.
5. Алевролит с глинисто-железистым цементом. Шлиф 3058-Г, ув. 30. Точильная свита, р. Иркинеева.

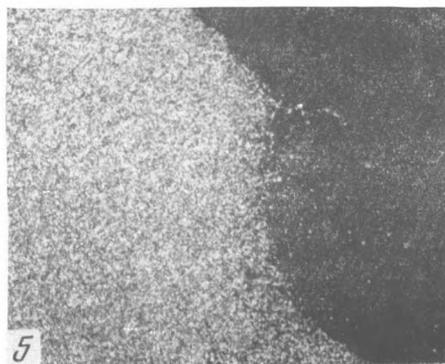
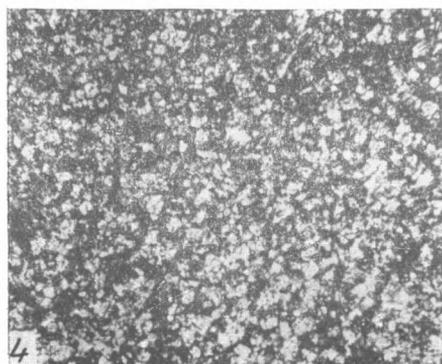
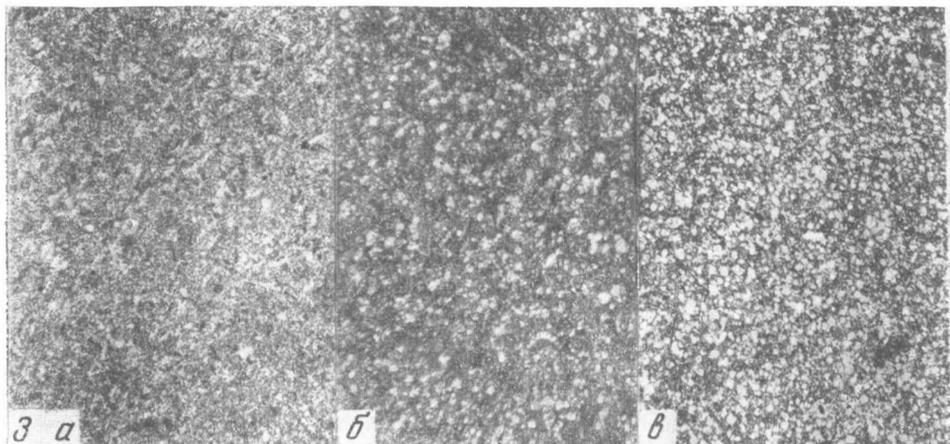
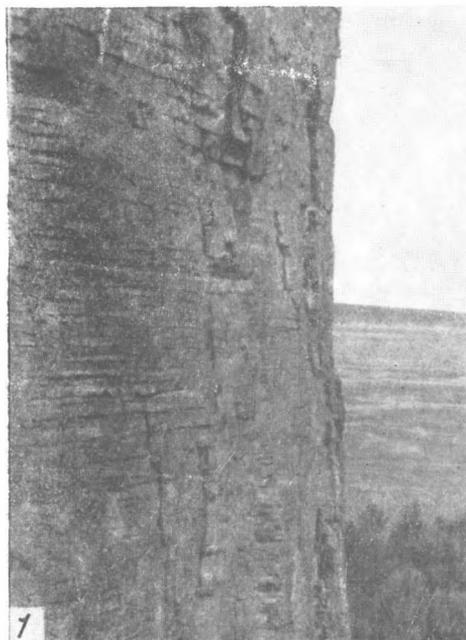
### Т А Б Л И Ц А ХХХ

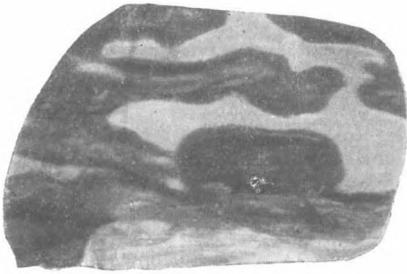
1. Пелитовая структура глинистого цемента в алевролите. Заметные темные включения — пирит. Шлиф 2322-А, ув. 30 (левая половина при ник.+). Жербинская свита, р. Лена ниже с. Витим.
2. Алевролит с кальцитовым цементом. Шлиф 149-Р, ув. 30 (левая половина при ник.+). Агалевская свита, р. Ангара.
3. Микрослоечки органического вещества (черное) в черных сланцеватых известняках синской свиты. Шлиф 726, ув. 9). Синская свита, р. Лена.
4. Каверна, заполненная кальцитом и асфальтитом (черное). Натуральная величина. Куторгиновская свита, р. Ботома.
5. «Пороховидный битум» в яснозернистых пористых доломитах. Натуральная величина. Эльгянская свита, р. Амга.



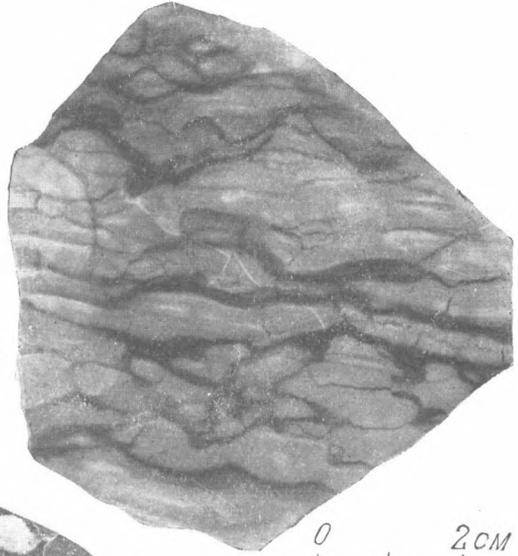






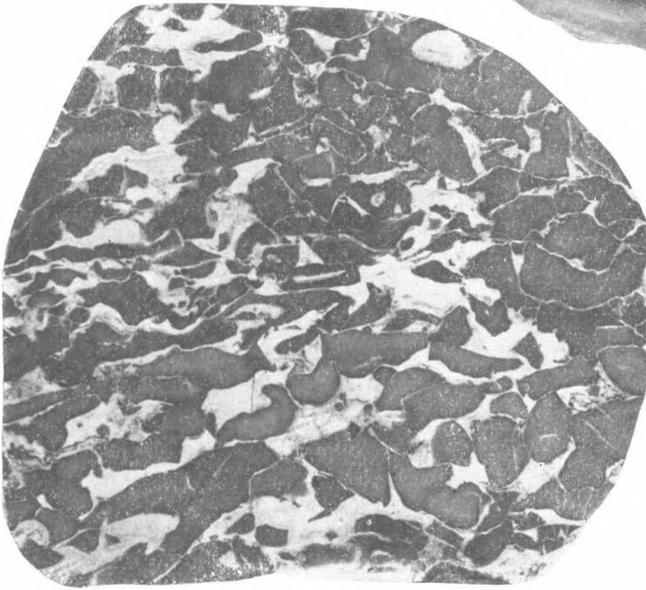


1 0 2 CM

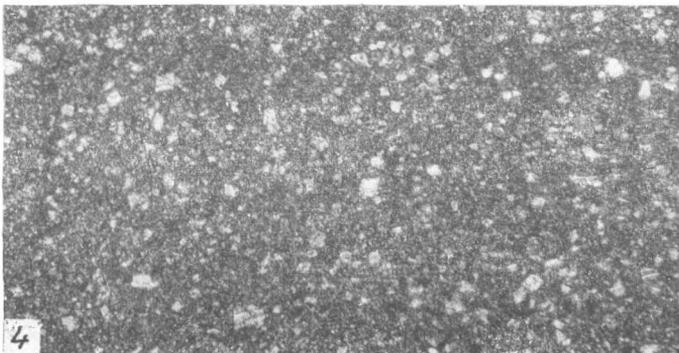


2

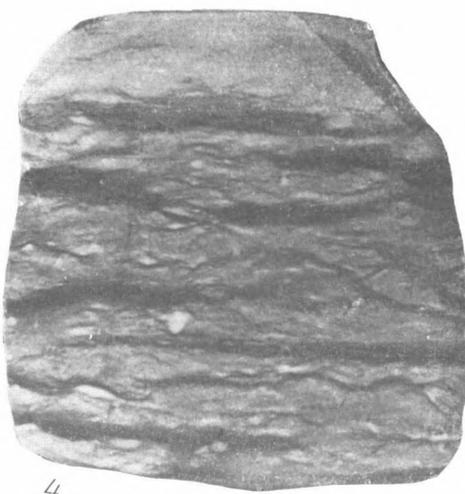
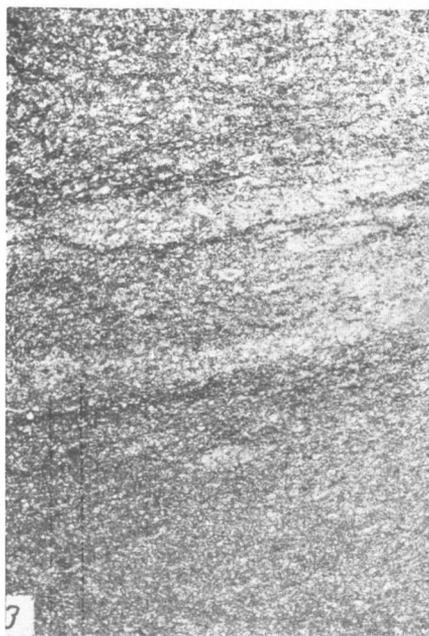
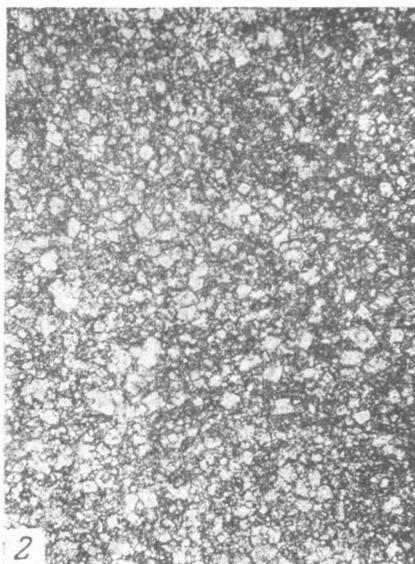
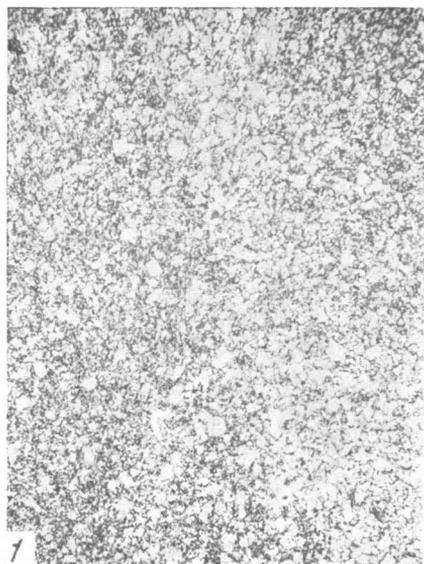
0 2 CM

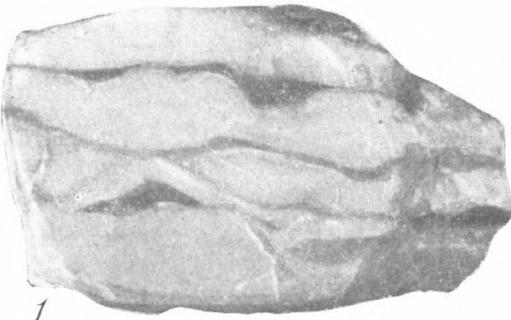


3

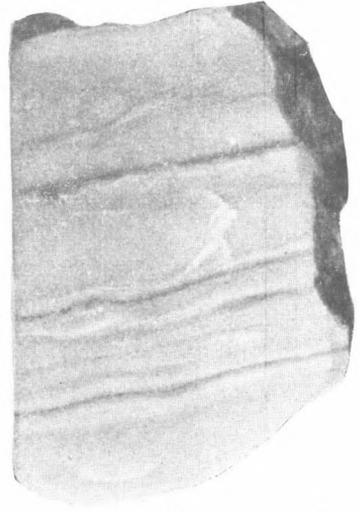


4

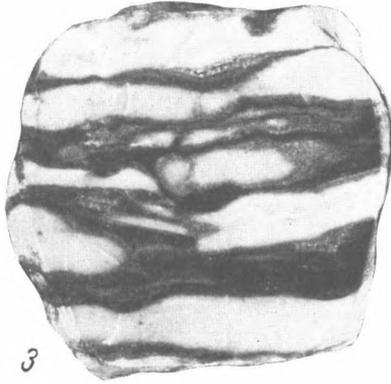




1  
0 2CM



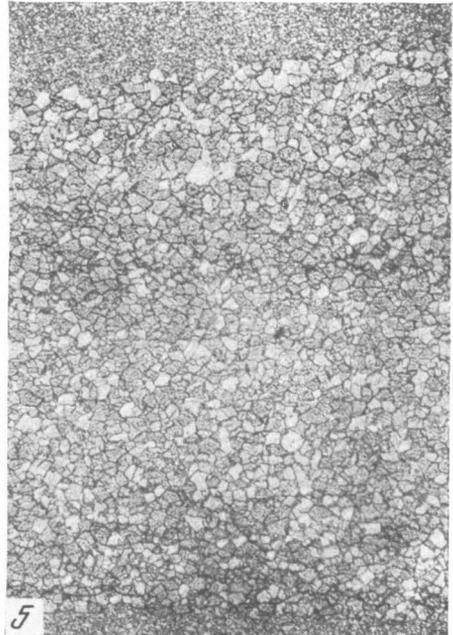
2  
0 2CM



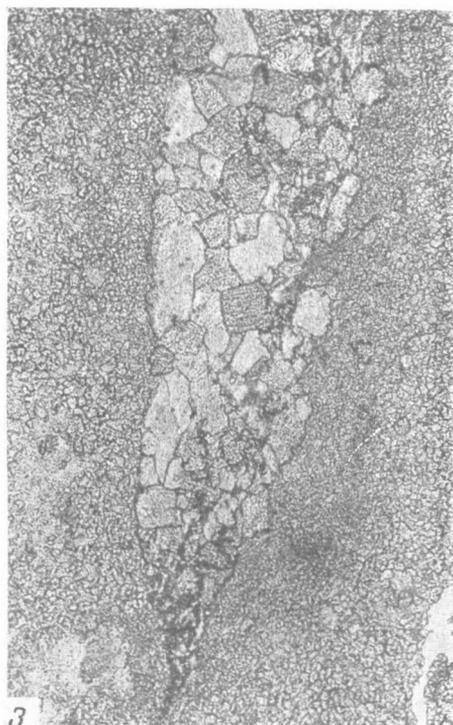
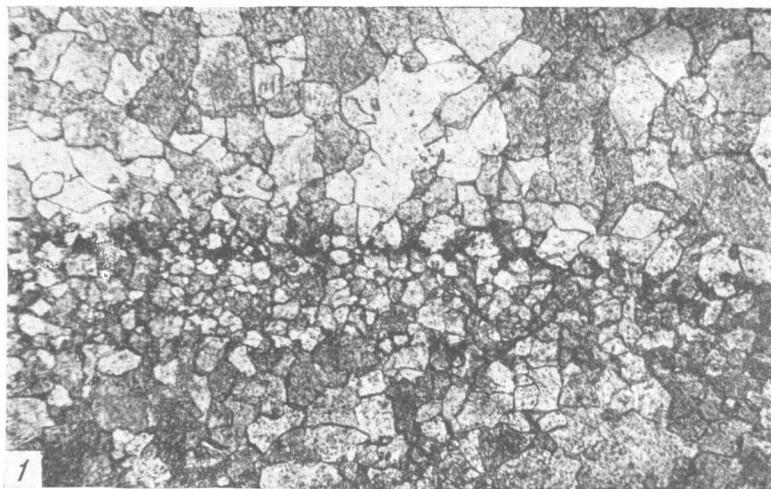
3

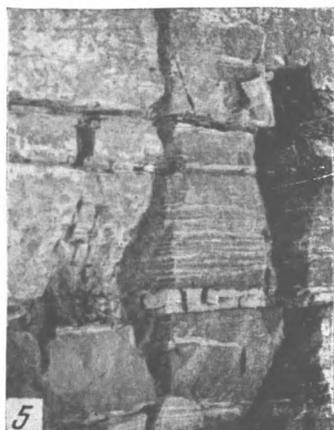
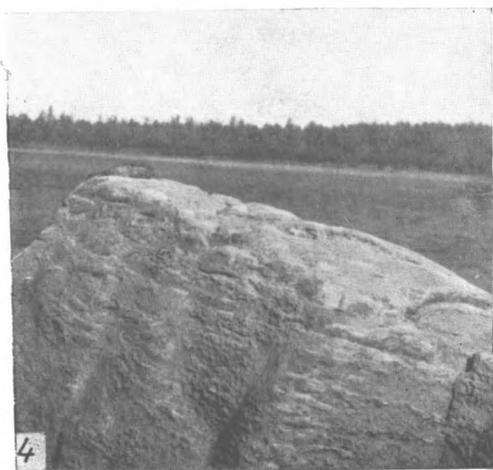
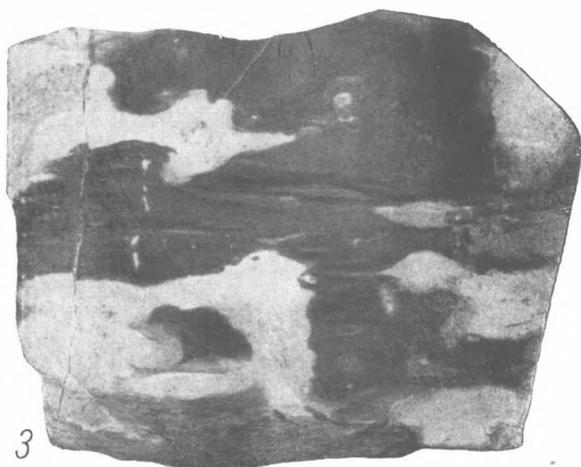


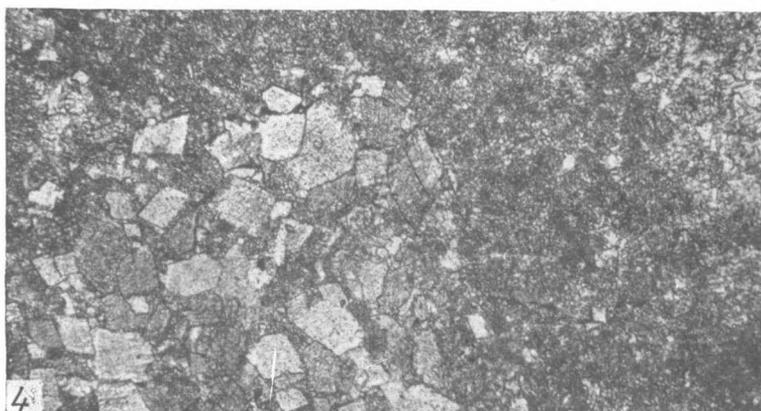
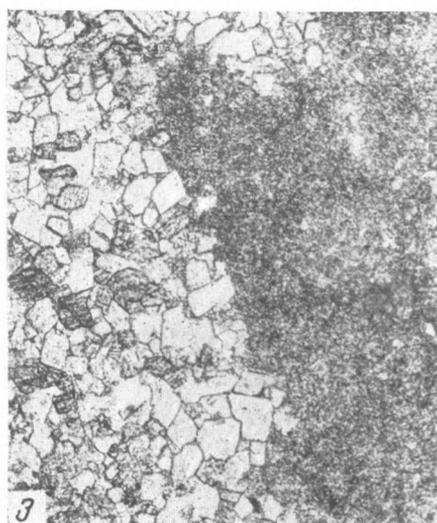
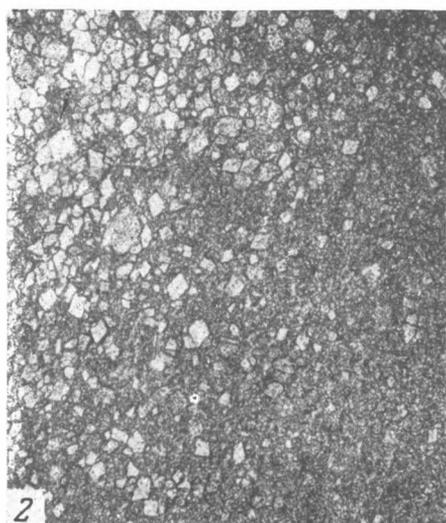
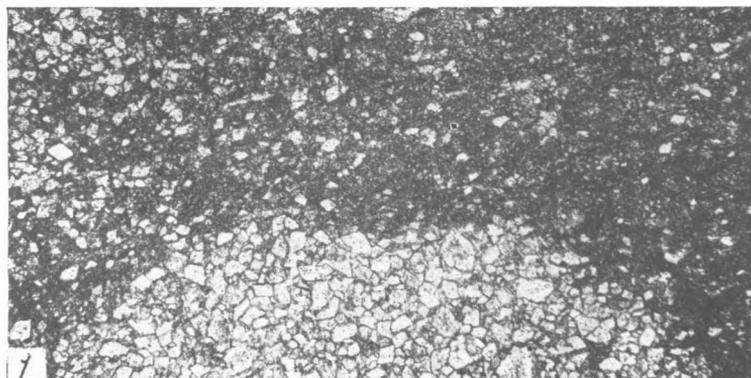
4

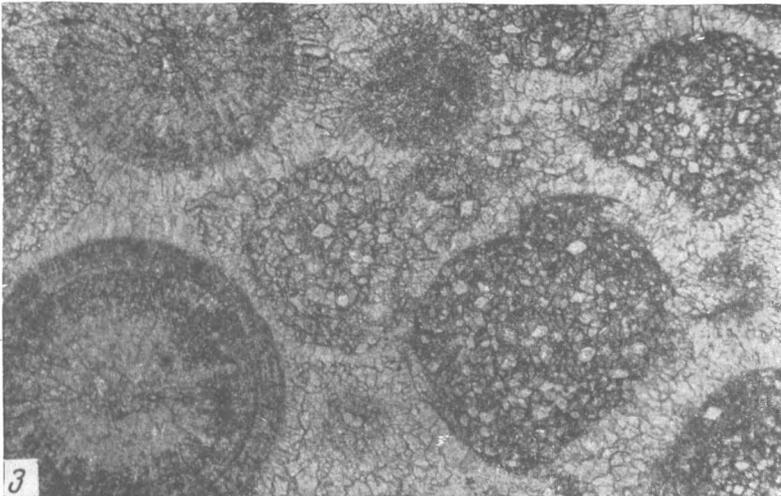
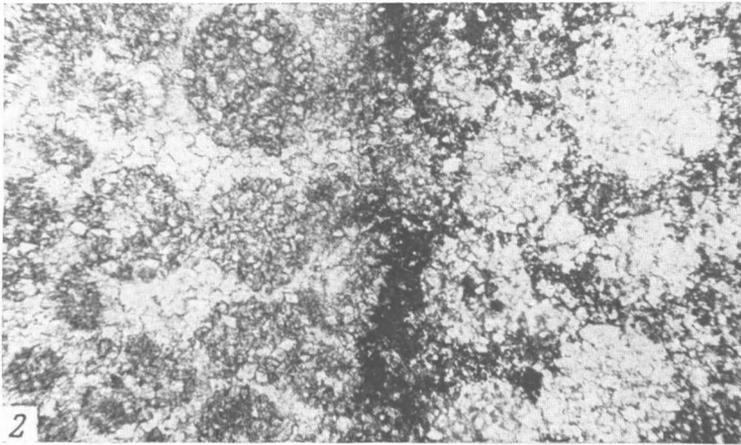
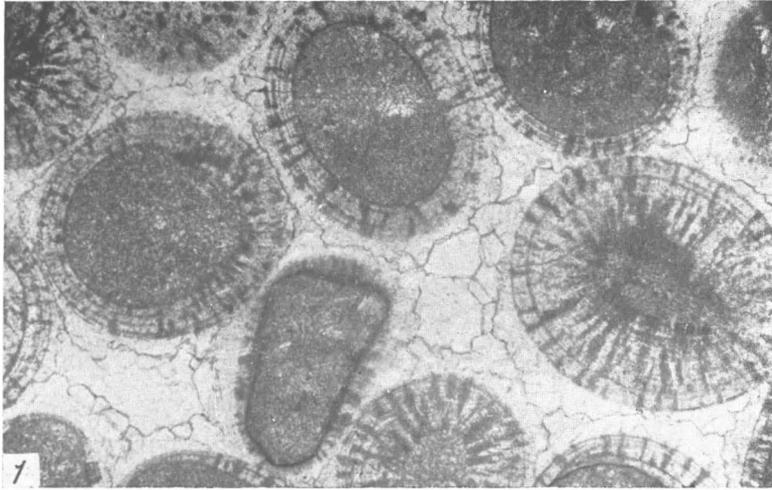


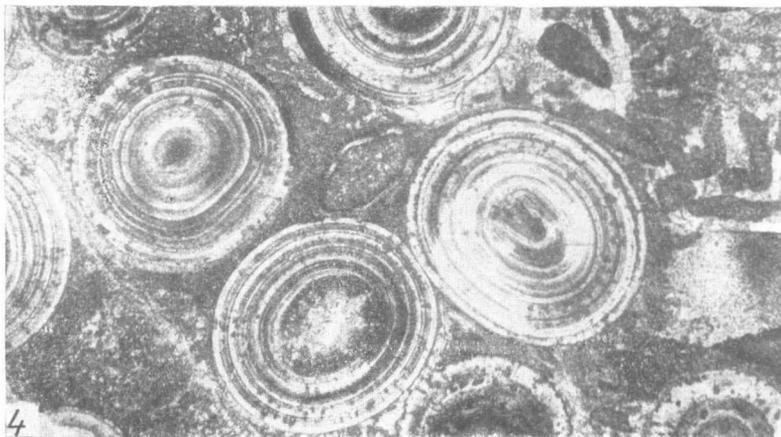
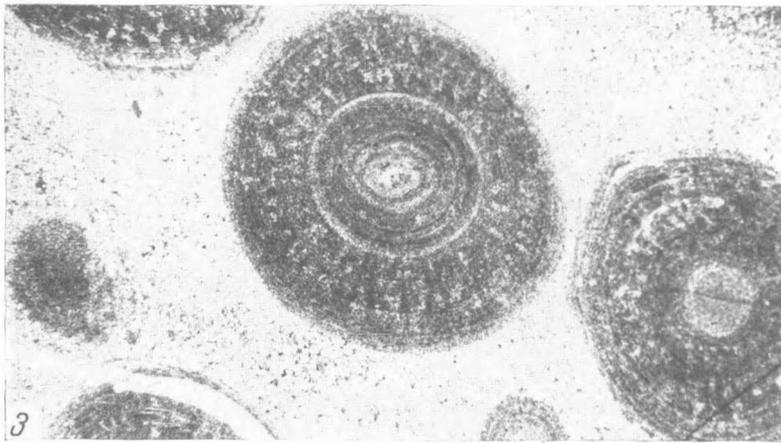
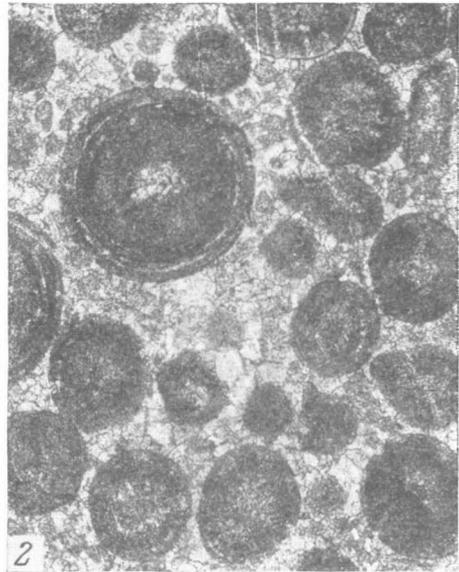
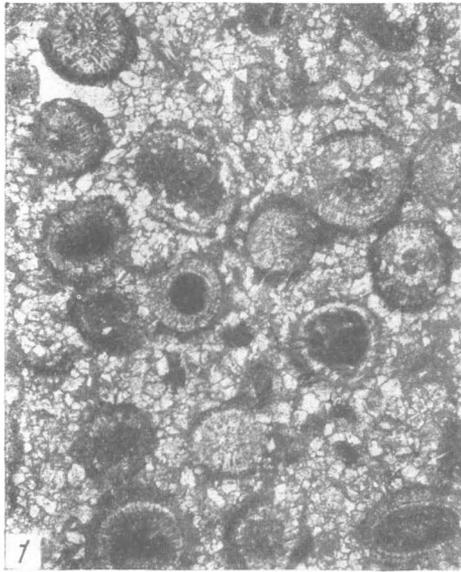
5

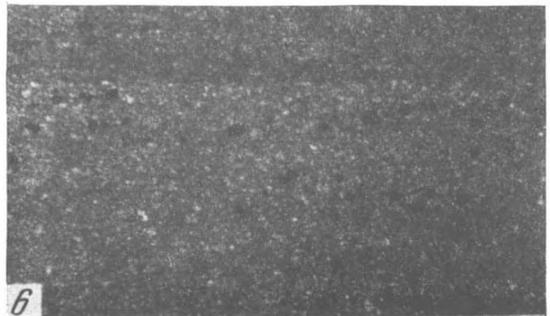
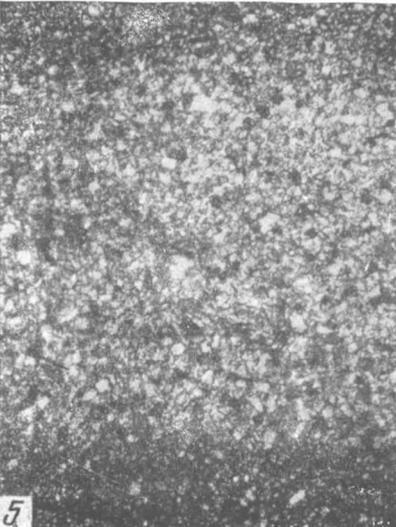
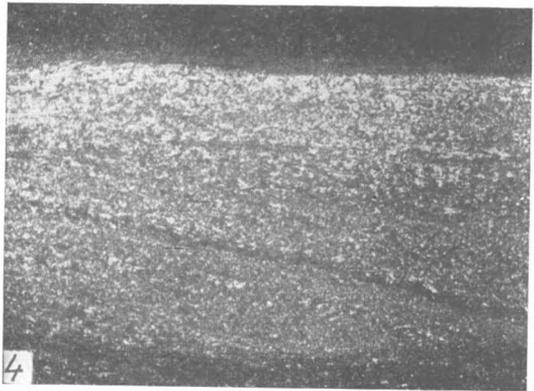
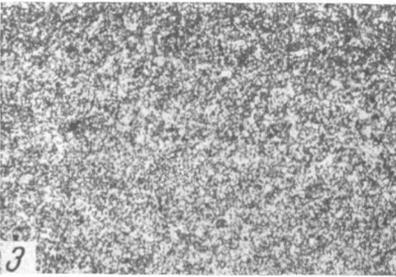
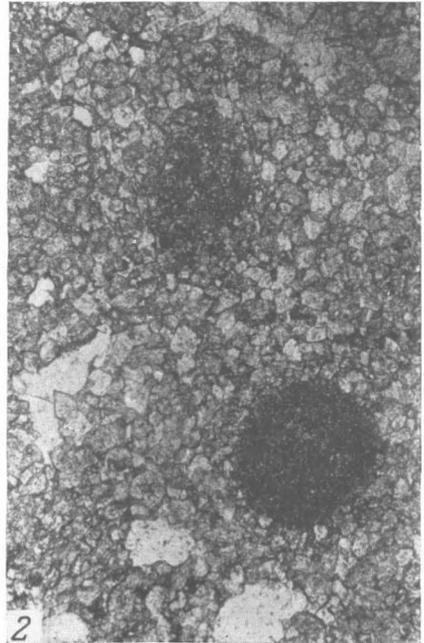
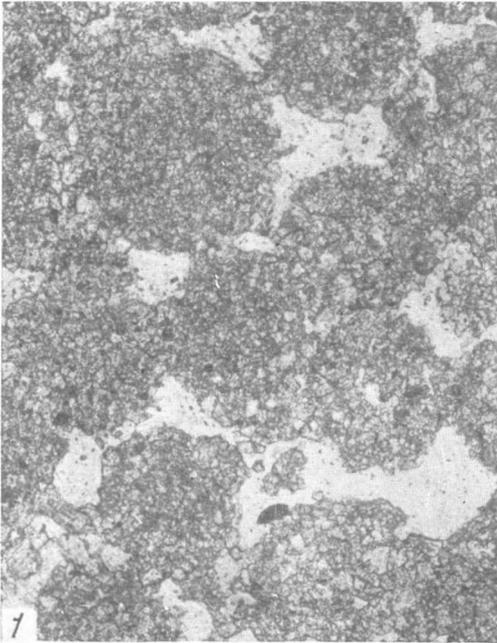


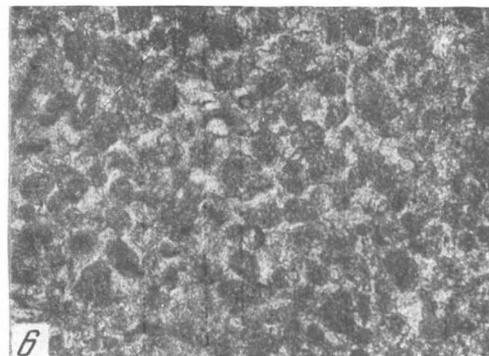
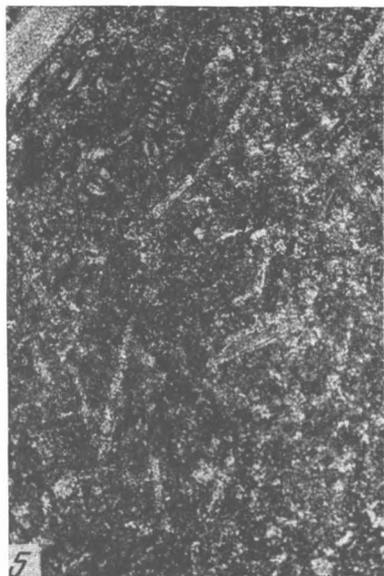
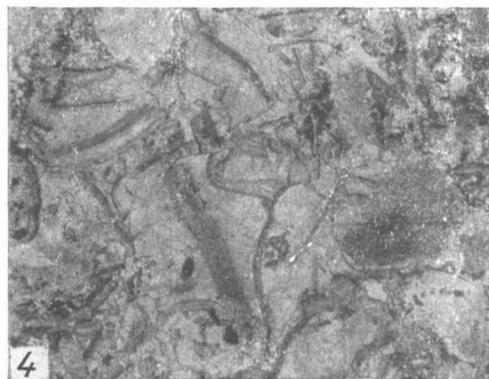
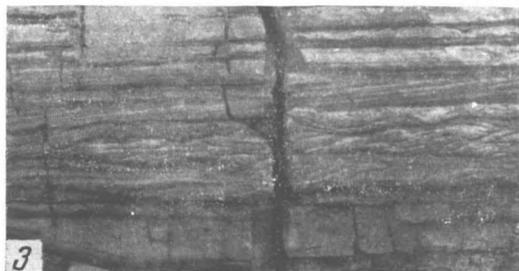
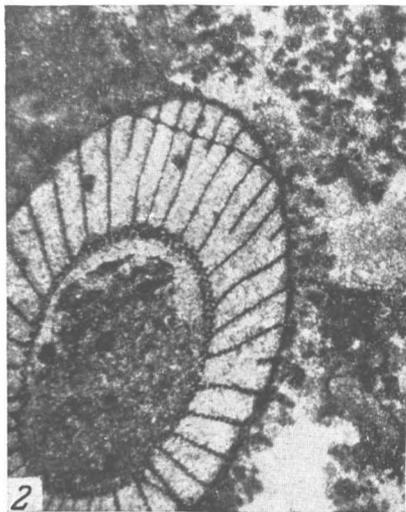
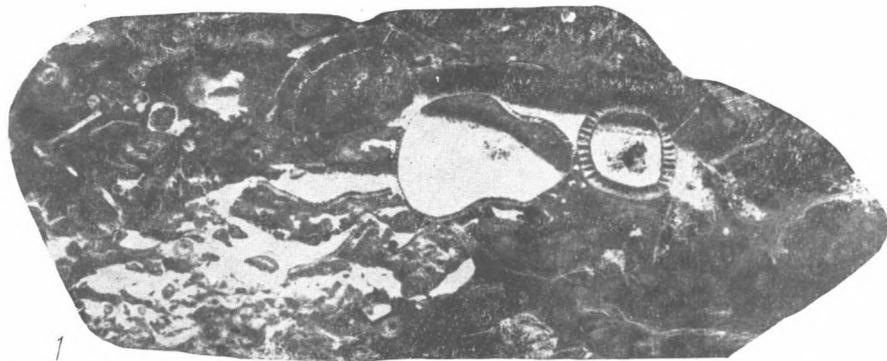


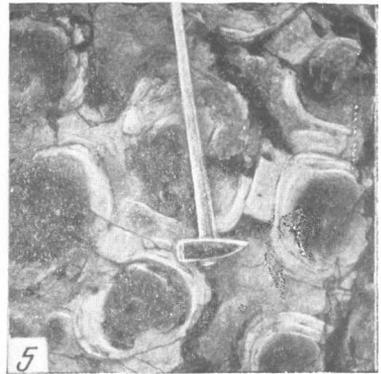
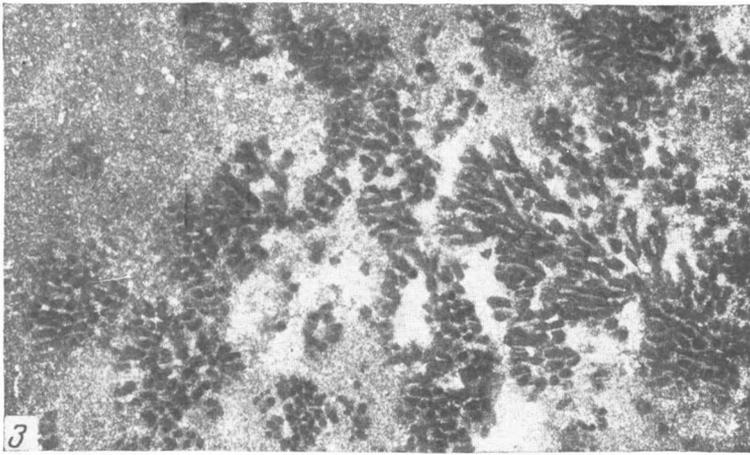
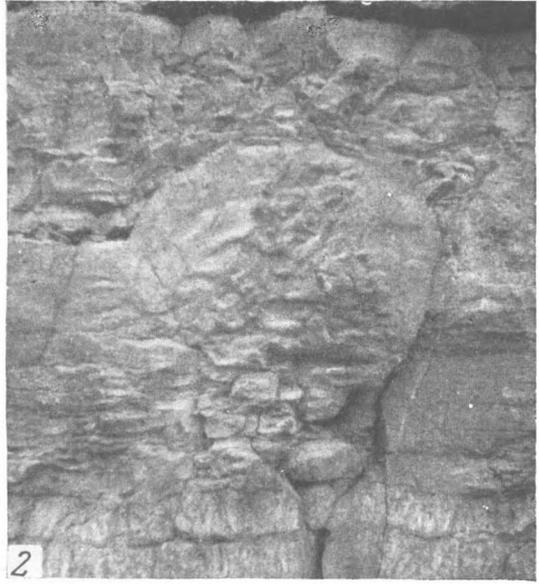
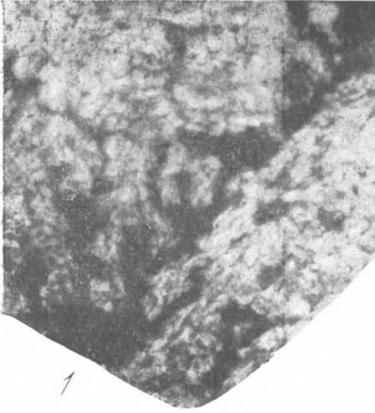


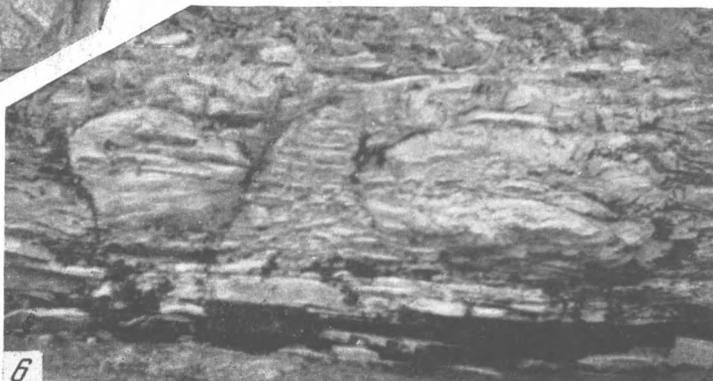
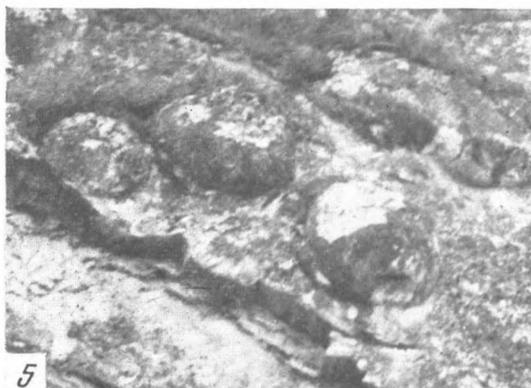


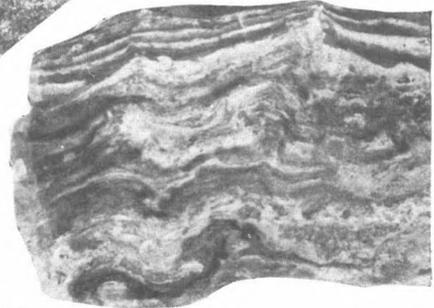
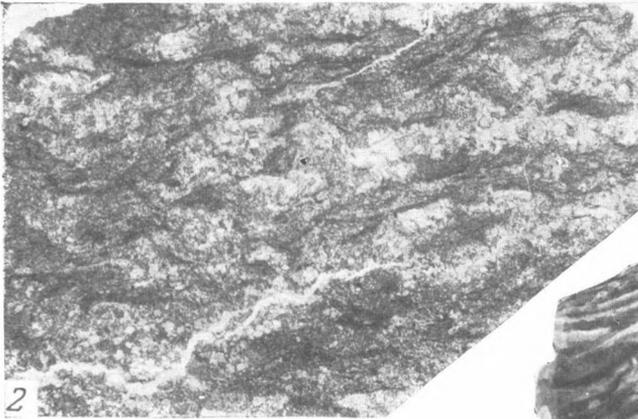
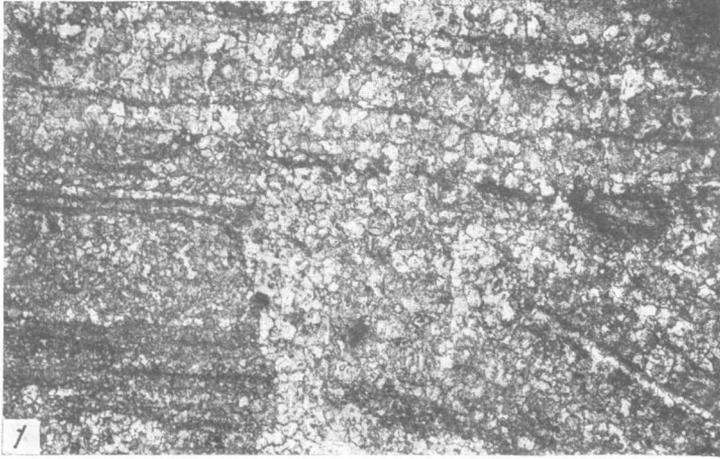


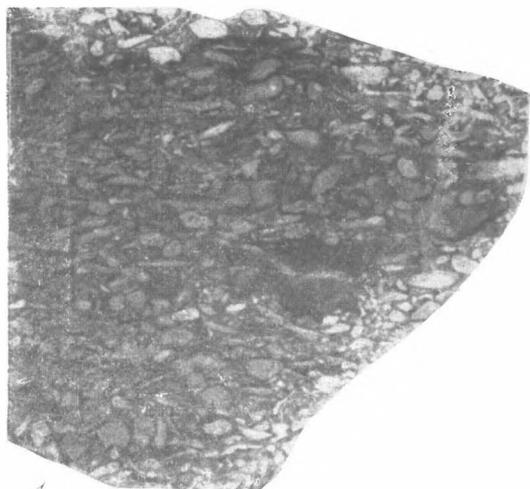




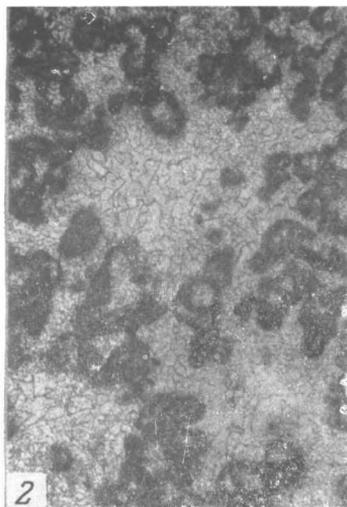




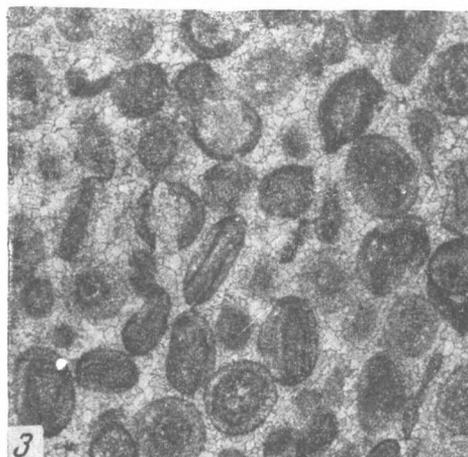




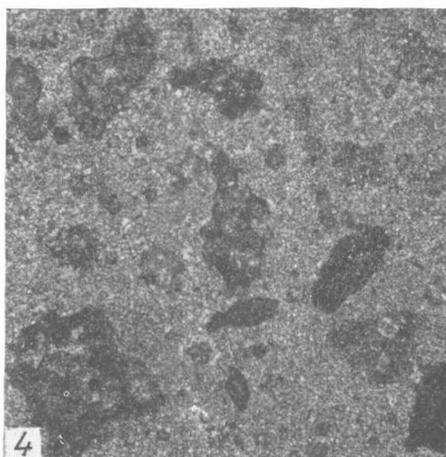
1



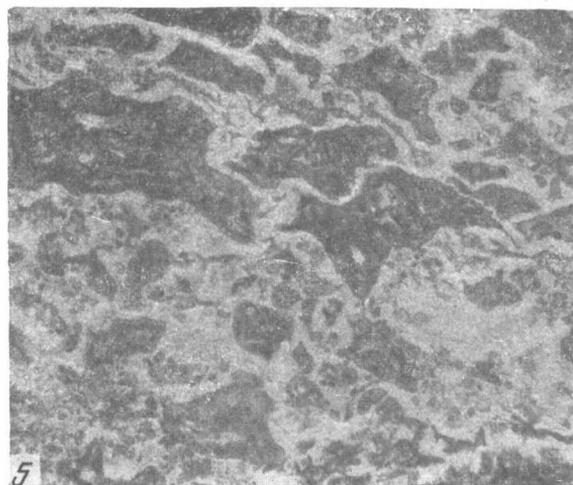
2



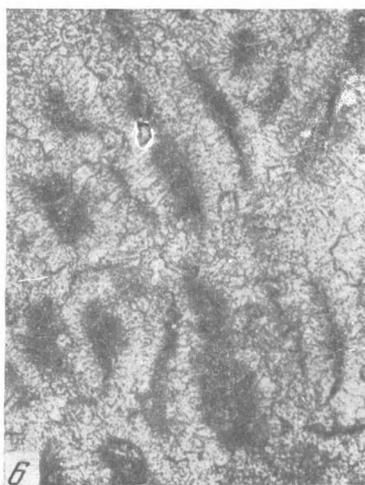
3



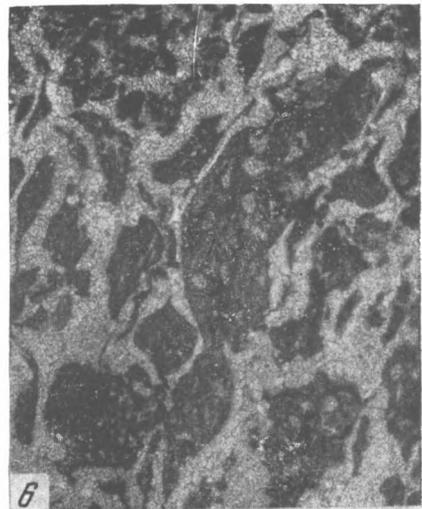
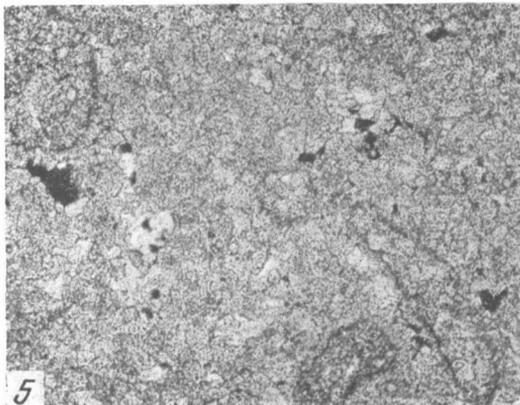
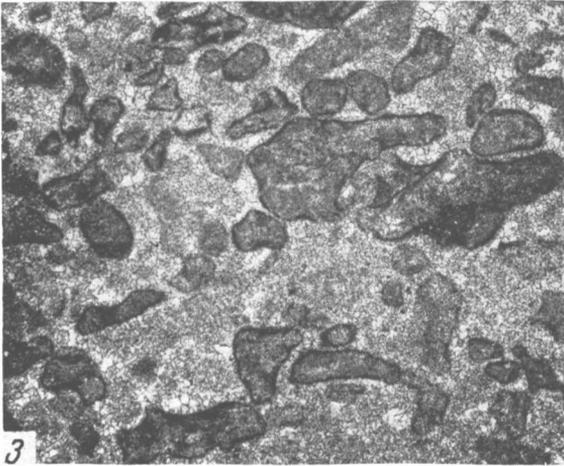
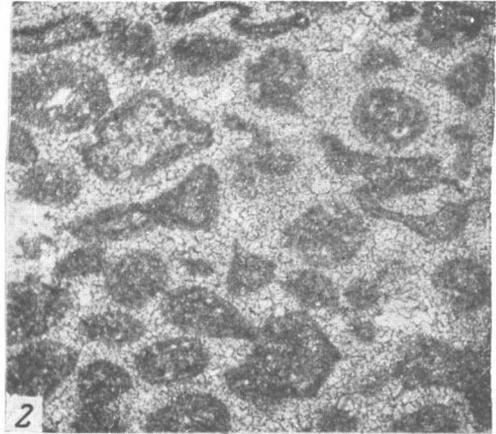
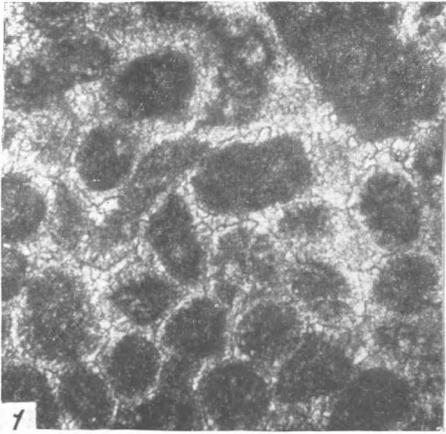
4

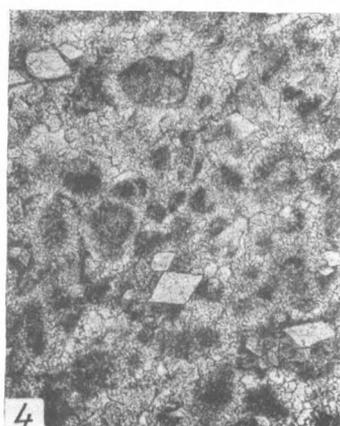
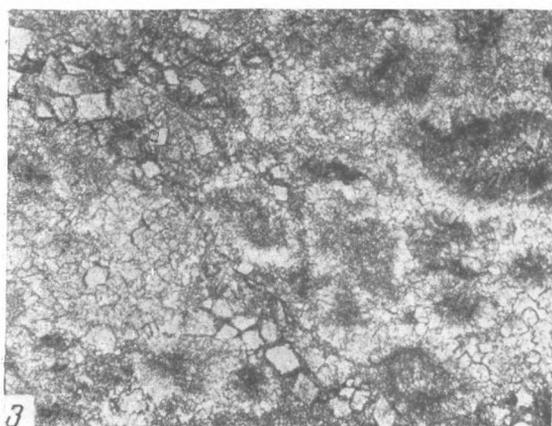
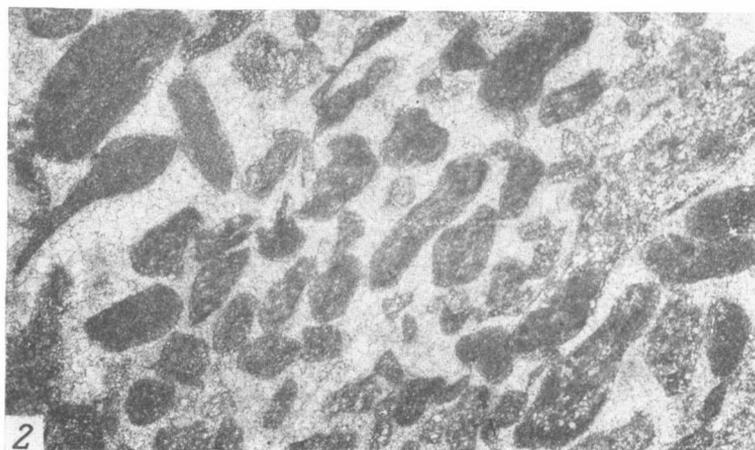
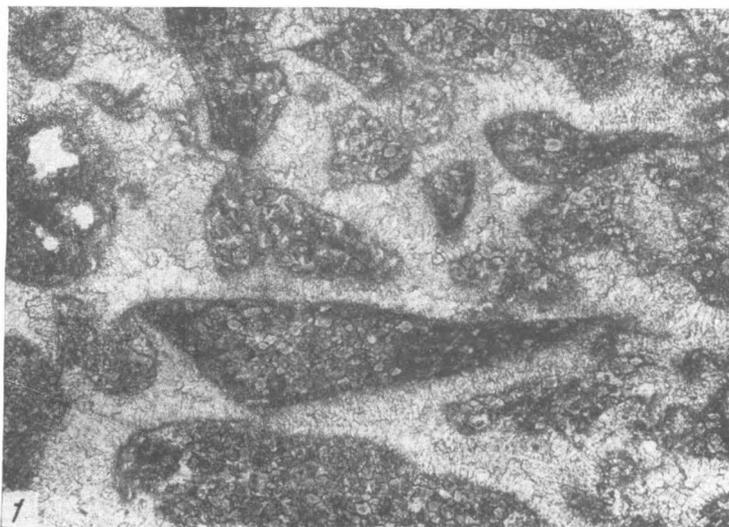


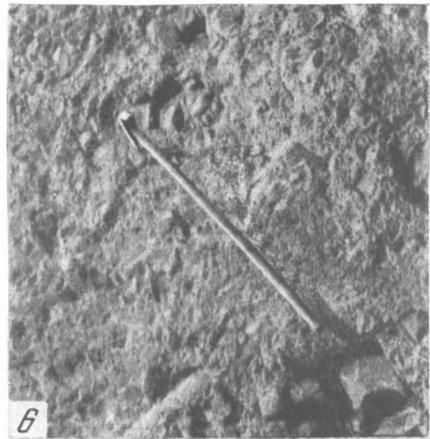
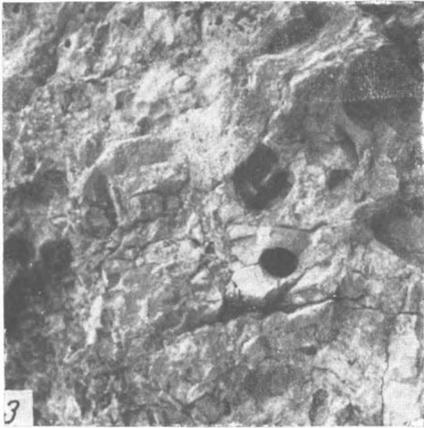
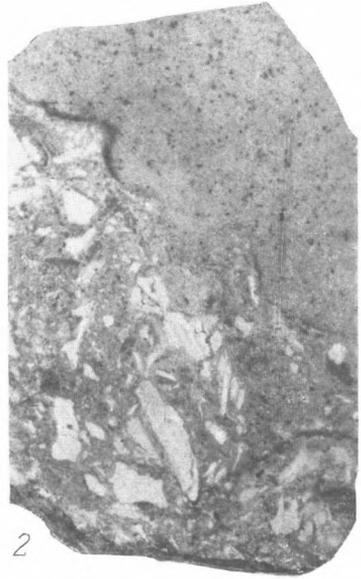
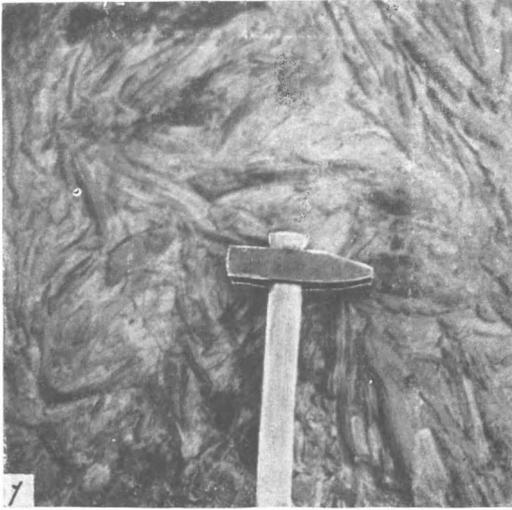
5

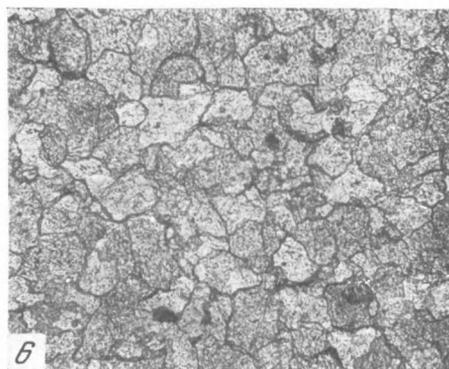
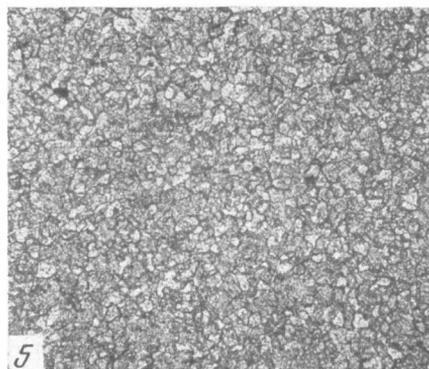
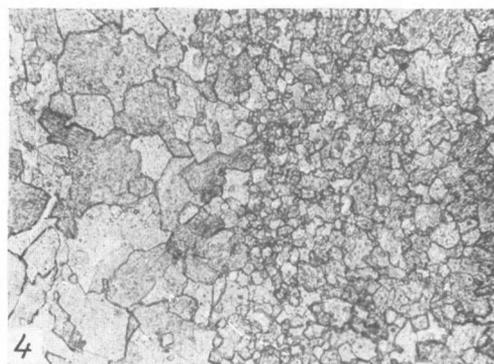
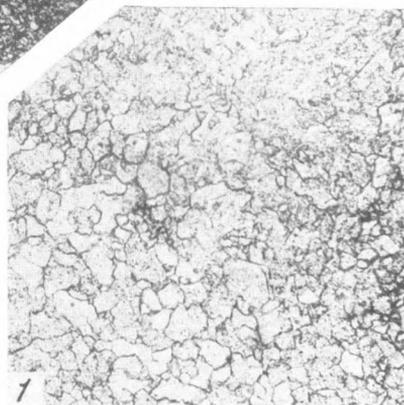
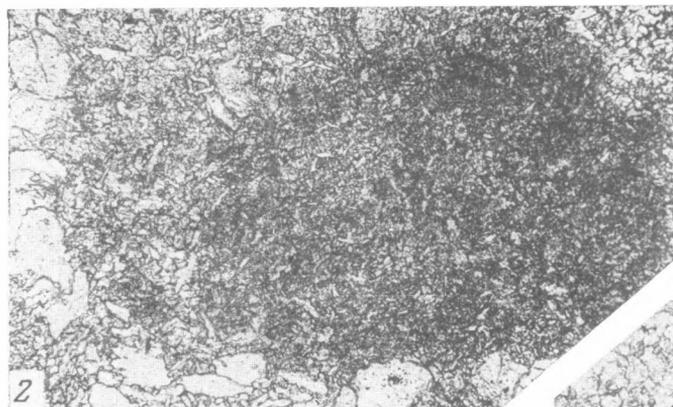


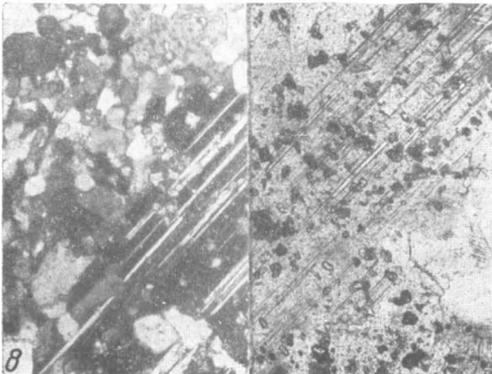
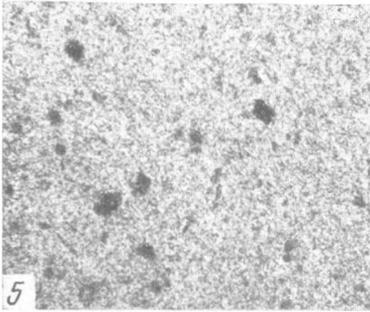
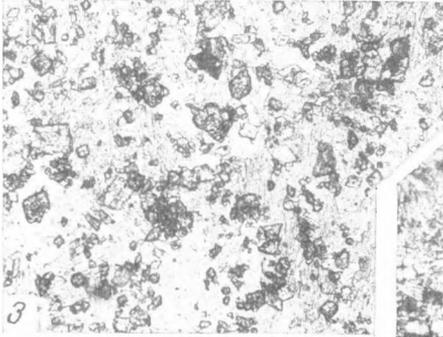
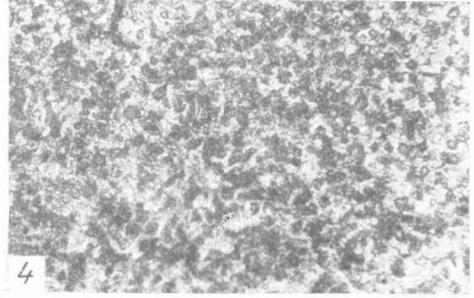
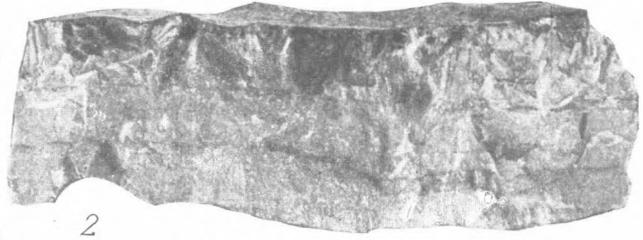
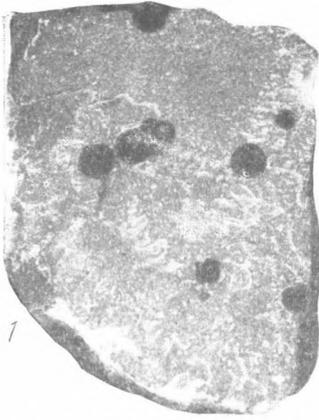
6

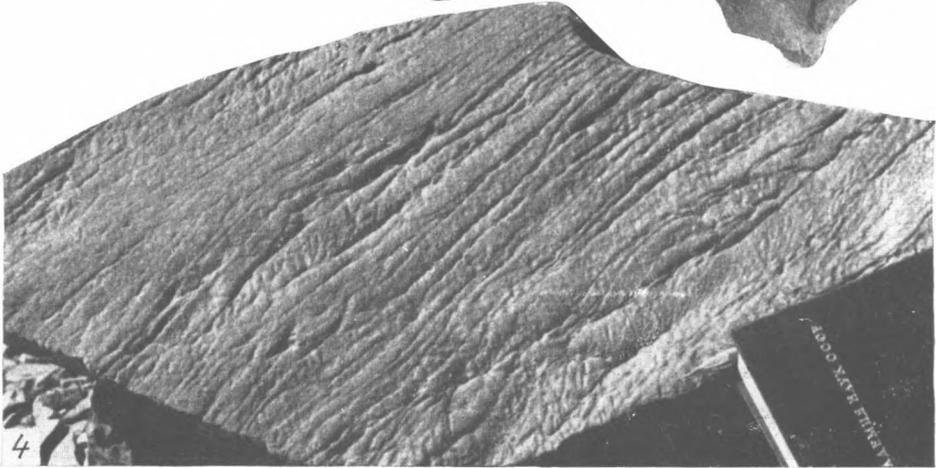
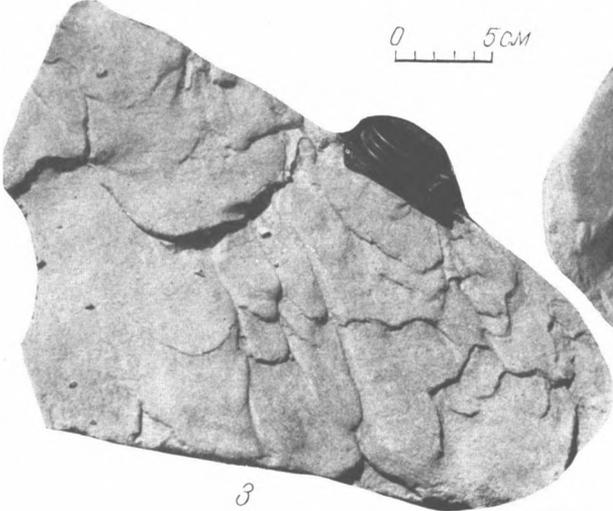
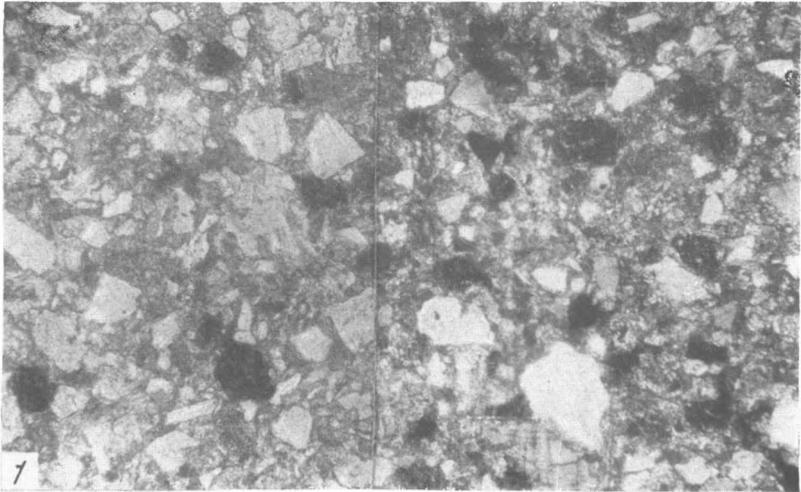




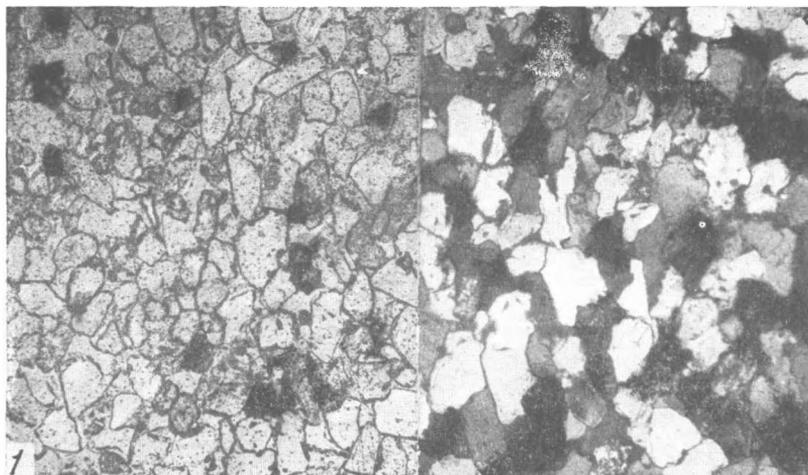


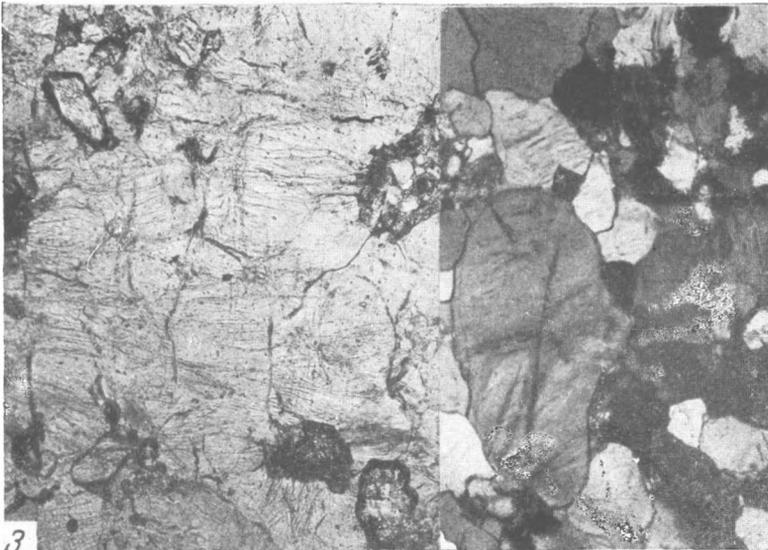
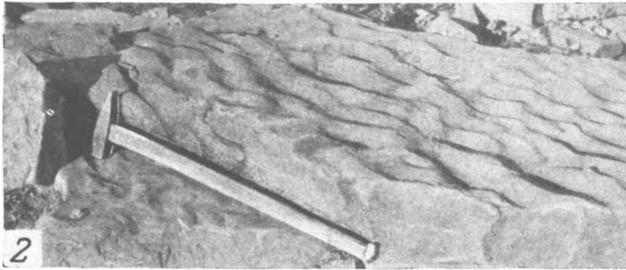


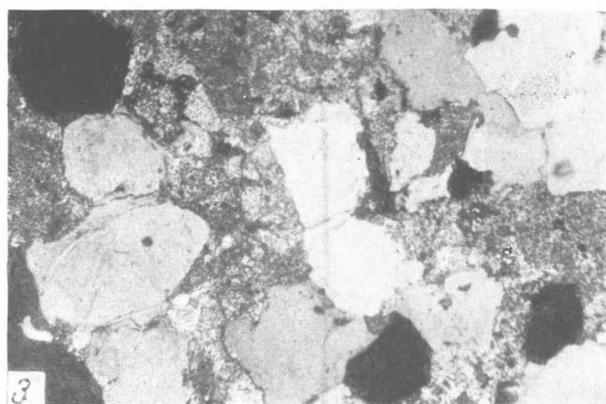
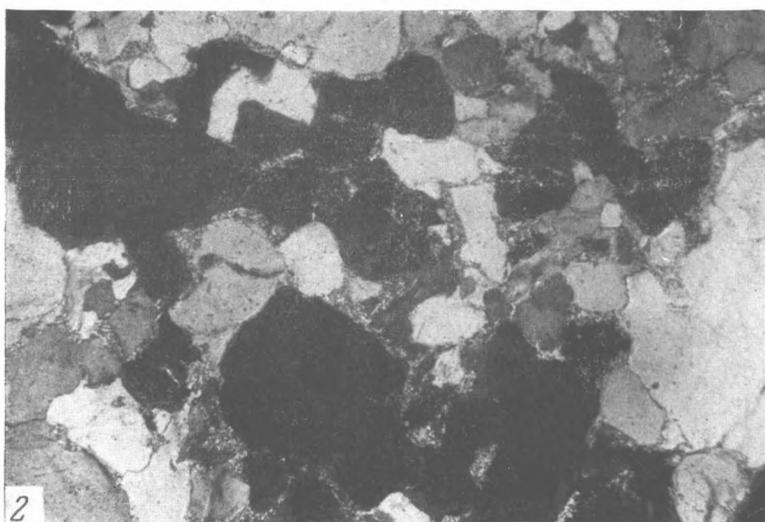
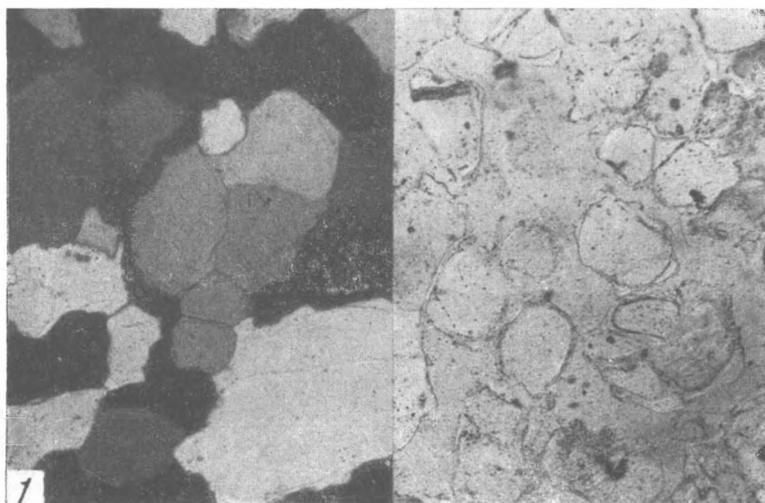


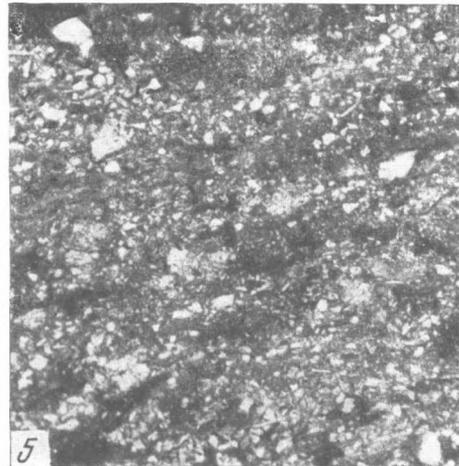
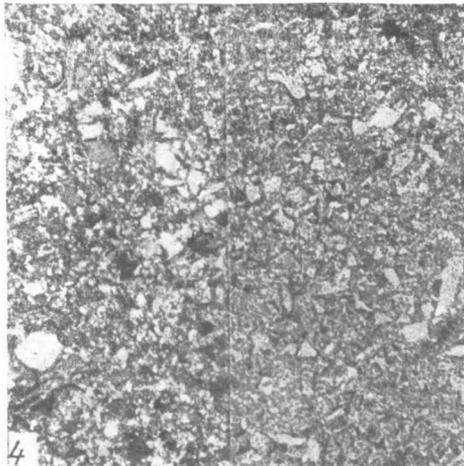
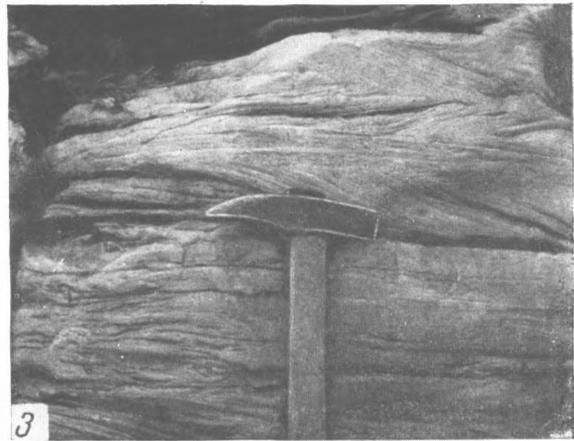
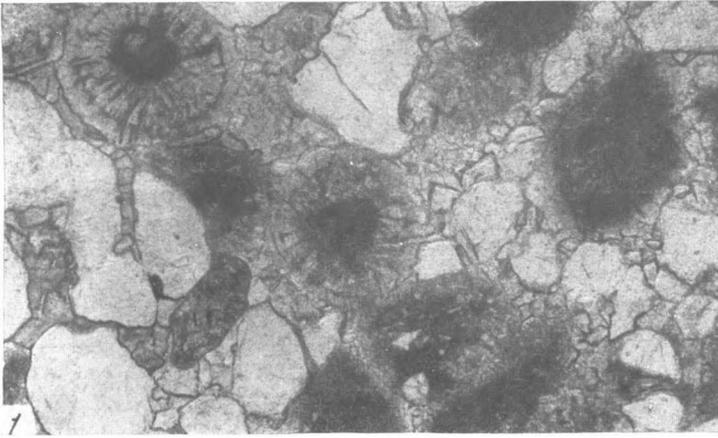


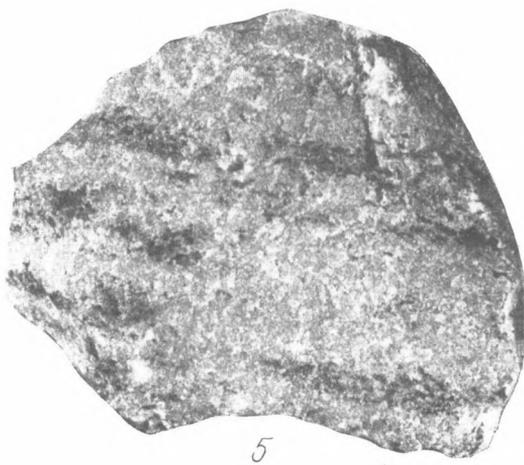
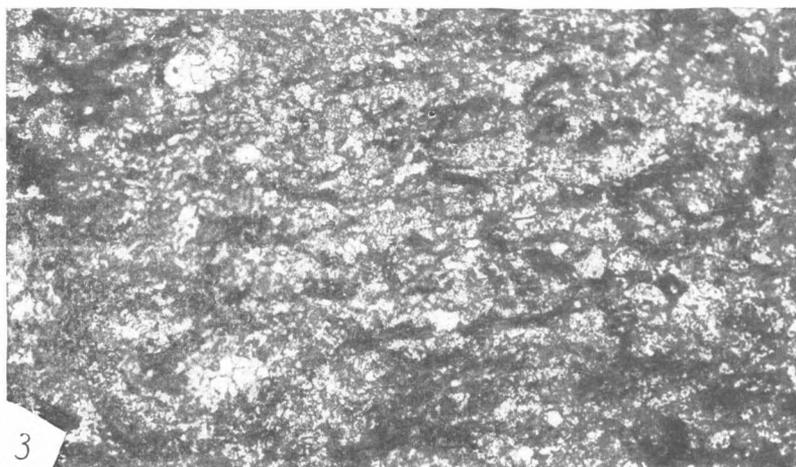
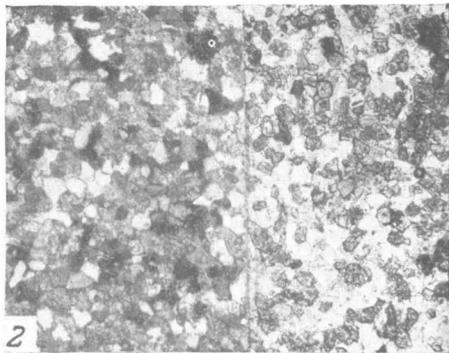
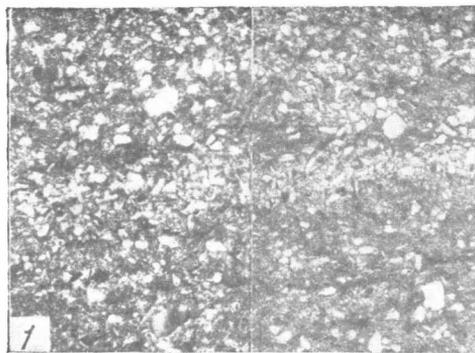












## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
<b>Г л а в а I. Описание и сопоставление основных разрезов нижнекембрийских отложений . . . . .</b>	<b>6</b>
Толбинский подъярус . . . . .	8
Журицкий подъярус . . . . .	27
Синский горизонт . . . . .	42
Толбачанский горизонт . . . . .	47
Олекминский горизонт . . . . .	56
Кетеминский горизонт . . . . .	62
Еланский горизонт . . . . .	71
<b>Г л а в а II. Основные типы породы и их происхождение . . . . .</b>	<b>74</b>
<b>Карбонатные породы . . . . .</b>	<b>74</b>
Хемогенные карбонатные породы . . . . .	77
Зернистые карбонатные породы . . . . .	77
Афанитовые известняки . . . . .	77
Неяснозернистые доломиты . . . . .	79
Яснозернистые доломиты . . . . .	83
Микро- и тонкозернистые однородные известково-доломитовые породы . . . . .	85
Пятнистые и пятнисто-полосчатые доломитово-известковые породы . . . . .	88
Оолитовые карбонатные породы . . . . .	97
Оолитовые известняки . . . . .	97
Оолитовые доломиты . . . . .	98
Глинисто-карбонатные породы . . . . .	99
Глинистые доломиты и доломитовые мергели . . . . .	100
Органогенные карбонатные породы . . . . .	102
Зоогенные карбонатные породы . . . . .	102
Археогенные известняки . . . . .	102
Ракушечниковые и детритусовые известняки . . . . .	103
Черные сланцевые известняки . . . . .	104
Фитогенные карбонатные породы . . . . .	106
Элифитоновые известняки . . . . .	106
Строматолитовые известняки и доломиты . . . . .	107
Онколитовые известняки, доломиты и известково-доломитовые породы . . . . .	111
Обломочные карбонатные породы . . . . .	116
Карбонатные брекчии . . . . .	116
Спигенетические карбонатные брекчии . . . . .	116
Эпигенетические карбонатные брекчии . . . . .	118
Эпигенетические карбонатные породы . . . . .	120
Доломиты замещения . . . . .	120

Соляные (сульфатные и галоидные) породы . . . . .	124
Ангидрито-доломиты . . . . .	124
Ангидриты . . . . .	125
Гипсы . . . . .	126
Каменная соль . . . . .	126
Глинистые породы . . . . .	127
Терригенные обломочные породы . . . . .	137
Конгломераты . . . . .	137
Песчаники . . . . .	138
Полимиктовые песчаники . . . . .	138
Кварцитоподобные песчаники . . . . .	141
Песчаники с карбонатным цементом . . . . .	142
Алевриты . . . . .	144
Органическое вещество и битумопроявления в нижнекембрийских отложениях . . . . .	145
<b>Г л а в а III. Фации и история развития нижнекембрийского бассейна . . . . .</b>	<b>152</b>
<b>Принципы, положенные в основу выделения фациальных областей для нижнекембрийских отложений Сибирской платформы . . . . .</b>	<b>152</b>
Фации отложений толбинского подъяруса . . . . .	159
Фации отложений журиинского подъяруса . . . . .	163
Фации отложений синского горизонта . . . . .	169
Фации отложений толбачанского горизонта . . . . .	171
Фации отложений олекминского подъяруса . . . . .	174
Фации отложений кетеминского горизонта . . . . .	176
Фации отложений еланского горизонта . . . . .	178
<b>История развития и некоторые особенности осадконакопления нижнекембрийского бассейна окраин Сибирской платформы . . . . .</b>	<b>178</b>
<b>Литература . . . . .</b>	<b>186</b>
<b>Объяснения к таблицам . . . . .</b>	<b>193</b>
<b>Таблицы I—XXX . . . . .</b>	<b>201</b>

*Н. А. Архангельская, В. Н. Григорьев,  
К. К. Зеленов*

**Фации нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы**  
Труды Геологического института, вып. 33

*Утверждено к печати Геологическим институтом Академии наук СССР*  
Редактор издательства Г. В. Верстак. Технический редактор Т. П. Поленова

РИСО АН СССР № 28—34В. Сдано в набор 6/II 1960 г. Подписано к печати 25/VI 1960 г.  
Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 12<sup>1</sup>/<sub>2</sub>+17 вкл. Усл.-печ. л. 19,86. Уч.-издат. л.—20,2.  
Тираж 1700 экз. Т-07523 Изд. № 4353. Тип. зав. № 134

*Цена 15 руб. 50 коп., с 1/I 1961 г. 1 руб. 55 коп.,*

Издательство Академии наук СССР Москва, Б-62. Подосенский пер., 21  
2-я типография Издательства АН СССР. Москва, Г-33. Шубинский пер., 10