

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ВЫПУСК 659

НИЖНИЙ КЕМБРИЙ
ЮГО-ВОСТОКА
СИБИРСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ
литология, фации, палеоэкология

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук Ю. П. Казанский



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1986

Нижний кембрий юго-востока Сибирской платформы (литология, фашии, палеоэкология) Николаева И.В., Журавлева И.Т., Бородаевская З.В. и др. - Новосибирск: Наука, 1986.

Обобщаются новые данные по литологии, фашиям и палеоэкологии нижнекембрийских отложений и приуроченных к ним органических построек в стратотипической местности. Предложена формализованная классификация пород и породных ассоциаций, описаны условия образования и вторичного преобразования пород, дана типизация сообщества организмов и фаший. Рассматриваются состав и закономерности наслоения отложений, процессы и обстановки накопления осадков и некоторые общие черты палеобиогеографии бассейна в раннем кембрии.

Для литологов, палеонтологов, геологов-съемщиков.

И.В. Николаева, И.Т. Журавлева, З.В. Бородаевская, Л.Н. Репина, И.Г. Косухина, Н.П. Мешкова, Ю.Л. Пельман, Н.Т. Мандрикова, М.Ю. Каменева, Г.Н. Перозио, В.Ф. Козлов

Рецензенты В.Н. Дубатов, В.И. Бгатов

Предлагаемая работа является первым обобщением результатов комплексного изучения литологии, палеонтологии, палеоэкологии и палеобиогеографии литологами, минералогами и палеонтологами. Материал взят из обнажений по р. Лене и ее притокам, стратотипической местности Сибирской платформы (рис. 1).

Сущность многих явлений в литологии и палеонтологии остается нераскрытой, и характеризуются такие явления по внешним эмпирическим признакам. Одним из них является слой. Неопределенность этого фундаментального понятия в геологии осадочных отложений влечет за собой просчеты на первом этапе литологических исследований – изучении разреза, которое до настоящего времени остается описательной процедурой. Одни исследователи проводят изучение разреза на уровне слоев пород, другие – на уровне пачек и горизонтов. Нет единой классификации осадочных пород. Все это затрудняет выявление критериев достоверности характеристики разрезов осадочных отложений, приводимой разными исследователями.

Нами сделана попытка перейти к исследованию закономерностей наслоения пород в разрезе, для чего были разработаны формализованная классификация пород и населения и специальные методики изучения стратификации отложений. Формализация позволила ввести условный язык символов для обозначения типа пород и типа населения. Закономерности наслоения пород и смены населения устанавливаются по схемам строения разреза, составленным из принятых символов. Для понимания схемы от читателя потребуются небольшой навык, поэтому прежде чем приступить к их изучению, читатель должен усвоить символику. Она проста и легко запоминается. Приведенные полные схемы наслоения пород и смены населения в разрезе являются не только высокоинформативными, но также наглядными и точными. С помощью полных схем выводятся сокращенные идеализированные схемы наслоения, которые помогут свернуть информацию до любого нужного мелкого масштаба, без потери деталей строения. Авторы стремились дать такое описание отложений, которое помогло бы строго интерпретировать фактические данные как для расчленения и корреляции отложений, так и для генетических построений, а также прогнозировать состав необнаженных участков разреза.

Основные представления о литологии нижнекембрийских отложений в Восточной Сибири заложены в работах 50–60-х годов К.К. Зеленовым, Н.А. Архангельской, В.Н. Григорьевым, Я.К. Писарчик. В эти же годы проведены общегеологические исследования А.К. Бобровым,



Рис. 1. Местоположение района исследования.

А.Г. Сивовым, Ф.Г. Гулари, В.В. Хоментовским, С.В. Нужновым. Большой материал накоплен по палеонтологии нижнекембрийских отложений благодаря работам А.Г. Вологодина, Е.В. Лермонтовой, Н.В. Покровской, Н.П. Суворовой, И.Т. Журавлевой, А.Ю. Розанова, Л.Н. Репиной, Л.И. Егоровой, А.К. Валькова, В.А. Лучининой, Н.П. Мешковой, В.В. Миссаржевского, В.А. Сысоева, Ю.Я. Шабанова и др. Значительный вклад в познание нижнекембрийских отложений внесли геологи, изучавшие органогенные постройки, их состав, строение, историю развития, И.Т. Журавлева, В.Е. Савицкий, В.А. Асташкин, А.И. Варламов. Все это позволило провести детальный литологический, фациальный и палеоэкологический анализ нижнекембрийских отложений.

На новом методическом уровне нами изучены типы пород, условия их образования и преобразования, закономерности наслоения отложений, типы населения, условия обитания организмов и пути их миграции, общие черты палеобиогеографии бассейна в раннекембрийское время. Рассмотрены особенности первых в истории Земли органогенных построек с участием организмов нерастительного происхождения (археоциат). В отличие от представлений некоторых авторов о том, что нижнекембрийские органогенные постройки на Сибирской платформе были типичными барьерными рифами, отделявшими лагунную область от нормального моря, нами показываются специфические черты их строения, позволяющие устанавливать постройку нового типа - рифоид. С конечным этапом развития рифоида связанно возникновение периодических замороз населения и накопление органического вещества в осадках прилегающей морской котловины. Рассматривается история развития рифоида, приводятся новые данные о главном седиментационном барьере Сибирской платформы.

Работа имеет методическую направленность. В ней предлагаются новые принципы классификации пород, методики изучения генетических типов глауконитов и карбонатных минералов по рентгеновским данным, состава населения, закономерностей наслоения пород в разрезах.

В сборе фактического материала в полевых условиях кроме авторов принимали участие канд. геол.-мин. наук Л.И. Горбунова, Л.Г. Вакуленко, В.Д. Чигвинцев. Определения микрофитоцитов выполнены канд. геол.-мин. наук М.С. Якимовым, остатков водорослей (цианобактерий) - канд. геол.-мин. наук В.А. Лучининой. Характеристика распределения в разрезах экологических типов хюлитов дана канд. геол.-мин. наук Н.П. Мешковой. При обработке фактического материала авторам любезно были предоставлены шлифы пород из скважин канд. геол.-мин. наук М.А. Минаевой (ВСЕГЕИ), из ряда обнажений - канд. геол.-мин. наук Ю.Л. Пельманом. Результаты работы обсуждались на семинарах лабораторий геохронологии и литологии ИГиГ СО АН СССР.

В Присаяно-Енисейской синеклизе отложения мошаконской, редколесной и островной свит, вскрытых Южно-Солнечной скв. 1, изучались совместно с Е.А. Предтеченской, в пределах Катангской седловины (Ванаварские скв. 1-3; Собинская скв. 5) отложения мотской серии - с В.Н. Богдановой. Коллекция осадочных пород из скважин Ковинская 1 Присаяно-Енисейской синеклизы, Седановская 34, Братская 13, Иркутская 1 Ангара-Ленской ступени исследовалась совместно с К.С. Кондриной.

Большую помощь при полевых исследованиях нам оказали панорамные снимки Н.В. Иванова, в также маркировки обнажений, выполненные А.К. Бобровым, И.Т. Журавлевой, Л.Н. Репиной, Н.П. Мешковой. При подготовке рукописи к печати ценные советы высказали д-ра геол.-мин. наук Ю.П. Казанский и В.Н. Дубатов.

Литологическая часть работы на протяжении многих лет выполнялась в рамках тем "Осадочные формации" и "Эволюция осадочного процесса" под руководством академика А.Л. Яншина.

Всем перечисленным лицам авторы выражают глубокую признательность.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ И УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Для пород:

известняк: пелитовозернистый, ПЛЗ, 1; алевроитовозернистый, АЛЗ, 2; псаммитовокристаллический, ПСК, 3; комковатый, 4; сферолитово-оолитовый, 5; органогенно-детритовый, 6; кремнезем, 7;

доломит: пелитовозернистый, ПЛЗ, 9; алевроитовозернистый, АЛЗ, 10; псаммитовокристаллический, ПСК, 11; псевдооолитовый, комковатый, 12; оолитовый, 13;

глина, 14;

алевролит, 15;

песчаник, 16;

обломки пород, <11>;

размерные фракции: мелко-средне-крупноалевроитовый, МАЛ, САЛ, КАЛ, псаммитовый - МПС, СПС, КПС, псефитовый - МПФ, СПФ, КПФ.

Для таксонов организмов:

цианобактерии обызвестленные: Renalcis - р; Epiphyton - э; Girvanella - ж; трубчатые (Proulopora, Subtifloria) - с;

цианобактерии, участвовавшие в образовании: строматолитов - л; онколитов (оолитов, псевдооолитов) - о; катаграфий - н;

скелетные организмы: археоциаты - а; губки (Porifera) - п; хиолиты - х; гастроподы - г; трилобиты - т; брахиоподы - б; конусовидные трубчатые проблематики - к; томмотииды - ф; мoberгелла - м; ханцеллория (Chancelloria) - ч;

другие проблематические организмы: Aulophycus - у; ихнофауна - и; норки зарывания - и1; следы ползания - и2.

обломки раковин организмов, а также цианобактериальных образований показаны в скобках /а/.

Для типов населения:

I - каркасостроители; II - раковинчатая фауна; III - цианобактериальный планктон, псевдопланктон; индекс для обозначения сообществ первого порядка ставится справа сверху (например, I²), а для сообществ второго порядка - справа внизу от индекса населения (например, I⁻² ар).

Для первого типа населения выделены три сообщества первого порядка: I¹ ар - археоциатово-ренальцисовое биогермное; I² арэ - археоциатово-ренальцисовое - эпифитоновое биостромное; I³ л - строматолитовое;

для второго типа населения выделено десять сообществ первого порядка: II¹ а - археоциатовое; II² х - хиолитовое; II³ т - трилобитовое; II⁴ у - аулофикусовое; II⁵ и - илоедов; II⁶ п - губковое; II⁷ г - гастроподовое; II⁸ б - брахиоподовое; II⁹ ч - ханцеллориенное; II¹⁰ кф - раковинчатой трубчатой и неопределимой проблематики;

для третьего типа населения установлены три сообщества первого порядка: Π^1_o - оолитов, псевдооолитов, онколитов; Π^2_c - трубчатых цианобактерий, Π^3_n - катаграфий.

Возрастные индексы:

венд - V^{nd} ; томмотский ярус - ϵ_1^t , зоны:

Aldanocyathus sunnaginicus - $\epsilon_1^{t^{sn}}$; *Dokidocyathus regularis* - $\epsilon_1^{t^{rg}}$; *Dokidocyathus lenaicus* - *Tumuliolynthus primigenius* - $\epsilon_1^{t^{ln}}$; атдабанский ярус - ϵ_1^a , зоны: *Profallotaspis jakutensis* - $\epsilon_1^{a^{jk}}$; *Fallotaspis* - ϵ_1^a ;

Uktaspis (*Prouktaspis*) - $\epsilon_1^{a^{uk}}$; *Pagetiellus anabarus* - $\epsilon_1^{a^{an}}$; *Judomia* - $\epsilon_1^{a^j}$; *Retecoscinus zegebarti* - $\epsilon_1^{a^{zb}}$; *Leptosocyathus polyseptus* - $\epsilon_1^{a^{pol}}$; *Porocyathus pinus* - $\epsilon_1^{a^{pn}}$; *Nochoroicyathus kokoulini* - $\epsilon_1^{a^{kk}}$; *Fansyocyathus lermontovae* - $\epsilon_1^{a^{lm}}$; ботомский ярус - ϵ_1^b , зоны: *Laticephalus* - *Erbiella* - $\epsilon_1^{b^{lat}}$; *Bergeroniellus micmacciformis* - *Erbiella* - $\epsilon_1^{b^m}$; *Bergeroniellus gurarii* - $\epsilon_1^{b^{gur}}$; *Bergeroniellus asiaticus* - $\epsilon_1^{b^{as}}$; *Porocyathus squamosus* - *Botomocyathus zelenovi* - $\epsilon_1^{b^{sq}}$.

Индексы экотипов см. в разделе 4.1.

1.1. БИОСТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В настоящем разделе рассматривается современная биостратиграфическая схема нижнего кембрия Сибирской платформы, отражающая зональное и ярусное расчленение и корреляции отложений. Подробное обсуждение проблемы не входило в наши задачи, поэтому заинтересованного читателя мы отсылаем к многочисленным специальным публикациям, лишь частично затронутым в нашем обзоре.

Историческая справка

Нижнекембрийские отложения на территории Средней Сибири широко распространены и издавна привлекали внимание исследователей, начиная с работ Ф. Шмидта [Schmidt, 1886] и Э. Толля [1899]. Биостратиграфические схемы расчленения отложений нижнего кембрия создавались около ста лет. В течение этого времени по крупицам собирались новые данные, которые пополняли наши знания об органическом мире раннего кембрия, смене во времени отдельных биот и их эволюции. Особенно интенсивно биостратиграфические исследования велись в последние сорок лет. Итогом первого этапа этого периода стали унифицированные стратиграфические схемы, принятые пленумом МСК в 1956 г. [Решения..., 1959]. В эти схемы вошли материалы геологов разных организаций. Большое значение имели палеонтологические исследования Е.В. Лермонтовой, А.Г. Вологодина, О.К. Полетаевой, П.С. Краснопеевой, А.Г. Сивова, Н.П. Суворовой, Н.В. Покровской, Н.Е. Чернышевой, И.Т. Журавлевой, К.Б. Кордэ и др. *

Вместе с тем последующие работы внесли существенные коррективы в стратиграфические схемы 1956 г. Были значительно детализированы и уточнены схемы расчленения по трилобитам и археоциатам; стали использоваться другие группы окаменелостей, доказан иной вариант корреляции "западного" и "восточного" типов разрезов и т.д.

В этот этап следует отметить работы Н.П. Суворовой, Н.В. Покровской, Н.Е. Чернышевой, И.Т. Журавлевой, Л.Н. Репиной, В.В. Хоментовского, В.Е. Савицкого, Л.П. Егоровой, Ю.Я. Шабанова, Н.П. Лазаренко, А.Ю. Розанова, В.В. Миссаржевского и др. **

В результате исследований разработан новый вариант унифицированных стратиграфических схем нижнекембрийских отложений Средней Сибири, который утвержден пленумом МСК в 1982 г.

Отдельно следует выделить вопрос о ярусном расчленении нижнего кембрия.

* Перечень работ упомянутых исследователей см. в работах В.В. Хоментовского, Л.Н. Репиной [1965]; Ярусное расчленение... [1984].

** Перечень работ упомянутых исследователей см. [Ярусное расчленение..., 1984].

Как известно, кембрийская система не имеет утвержденных Международным геологическим конгрессом ярусов. Одна из причин этого – плохая обнаженность отложений кембрия в Южной Англии, где расположен стратотип системы. Ученые разных стран стали предлагать свои схемы ярусного расчленения, которые иногда трудно сопоставляются между собой. Основная база ярусного расчленения нижнего кембрия Средней Сибири заложена Е.В. Лермонтовой [1951]. Первые ярусы в этом отделе были выделены Ф.Г. Гурами, Н.П. Суворовой [1954] и Н.В. Покровской [1954], обосновавшими два яруса: алданский (керфайский) и ленский. Дальнейшие исследования позволили детализировать схему ярусного расчленения. В 1964 г. Л.Н. Репиной, И.Т. Журавлевой и В.В. Хоментовским было показано, что ленский ярус четко подразделяется на два самостоятельных, так как он характеризуется двумя различными этапами в развитии трилобитов и археоциат с резкой границей между ними. Позднее А.Ю. Розанов и В.В. Миссаржевский [1966] нижнюю часть алданского яруса выделили в самостоятельный ярус. Сейчас в Советском Союзе принята и утверждена МСК схема четырехъярусного деления нижнего кембрия, которая включает томмотский, атдабанский, ботомский и тойонский ярусы. Два нижние объединяются в алданский надъярус, два верхние – в ленский. Стратотипы ярусов установлены в разрезах северного склона Алданского шита по рекам Лена, Ботома и Алдан.

В настоящее время объем нижнего кембрия официально принят от подошвы зоны *Aldanocyathus sunnaginicus* до подошвы зоны *Schistocephalus antiquus*. На Сибирской платформе для отложений этого отдела разработаны отдельные биостратиграфические схемы расчленения для трех фациальных регионов: Анабаро-Синского, Юдомо-Оленекского и Иркутско-Олекминского. Стратотипическими разрезами для нижнего кембрия Сибири считаются разрезы, вскрывающиеся в бассейне среднего течения р. Лены (Анабаро-Синский фациальный регион). Здесь нижний отдел системы прекрасно обнажен и богато охарактеризован разнообразной фауной. На основании выявленной стратиграфической последовательности трилобитов, археоциат, брахиопод и т.д. разработаны биостратиграфические шкалы.

Алданский надъярус

Томмотский ярус имеет стратотип в разрезе Дворцы по р. Алдан, где понимается в объеме пестроцветной свиты, и гипостратотип – по р. Лене, против пос. Иситы. В пределах яруса на основании археоциат и с учетом раковинчатой проблематики выделены зоны снизу: *Aldanocyathus sunnaginicus*, *Dokidocyathus regularis* (с подзонами *Lapworthella tortuosa* и *Lapworthella bella*), *Dokidocyathus lenaicus* – *Tumuliolynthus primigenius*. Среди археоциат преобладают представители семейств *Monocyathidae*, *Ajacyathidae* и др. Для хиолитов характерны формы класса *Orthothecimorpha*. Многочисленны томмотиты, лапвортеллиды и др. Брахиоподы представлены семейством *Cryptotretidae*. Трилобиты чрезвычайно редки*. Отмеченные зоны возможно выделить в пределах почти всего Анабаро-Синского фациального региона. В других фациальных регионах отложения этого возраста практически лишены органических остатков, что затрудняет его выделение.

Атдабанский ярус. Стратотипическими считается серия разрезов по правому берегу р. Лены от разреза Журинский мыс (против руч. Негюрчюне).

* Ряд исследователей относят данную форму к *Tumulduria incompta* Miss. [Ярусное расчленение..., 1983, с. 121].

где ему отвечают верхи пестроцветной свиты и пачка волнисто-слоистых известняков и доломитов до руч. Аччагый-Кыры-Таас, где он охватывает пестроцветную и две нижние пачки переходной свиты. В пределах яруса выделяются зоны по трилобитам (снизу вверх): *Profallotaspis jakutensis*, *Fallotaspis*, *Pagetiellus anabarus* - *Nevadella*, *Judomia*. Для двух нижних зон характерны трилобиты семейства *Fallotaspidae*, для верхних - *Nevadiidae* и *Pagetiidae*. По археоциатам выделяются зоны: *Retecoscinius zegebarti* - *Leptosocyathus polyseptus*, *Porocyathus pinus*, *Nochoroicyathus kokoulini*, *Fansycyathus lermontovae*. Характерны семейства *Tumulocyathidae*, *Baikalocyathidae*, *Cycloocyathellidae* и др. Соотношение зон, выделенных по трилобитам и археоциатам, показано на табл. 1.

Ленский надъярус

Ботомский ярус. Стратотип расположен на р. Ботома в районе частных меандр. В стратотипе ярусу отвечают две верхние пачки переходной свиты, синская и куторгиновая свиты. Гипостратотип расположен по р. Лене от руч. Аччагый-Кыры-Таас до руч. Лабайя. Ярус охарактеризован богатым комплексом фауны. По трилобитам выделяются зоны *Bergeroniellus micmaciformis* - *Erbiella*, *Bergeroniellus gurarii*, *Bergeroniellus asiaticus*, *Bergeroniaspis ornata*. Для яруса характерны разнообразные виды родов *Bergeroniellus* Lerm. и *Bergeroniaspis* Lerm. (семейство *Protolenidae*). Археоциаты наблюдаются только в нижней части яруса, где выделяется зона *Botomocyathus zelenovi* - *Porocyathus squamosus*. Свойственны семейства *Porocyathidae*, *Botomocyathidae*.

Тойонский ярус. Стратотип находится на левом берегу р. Лены у пос. Еланское, где в его состав входят кетеменская и нижние 30 м еланской свиты. По трилобитам выделяются зоны *Bergeroniellus ketemensis*, *Lermontovia grandis* и *Anabaraspis splendens* (две последние рядом исследователей выделяются в зону *Edelsteinaspis* - *Kooteniella*). Для яруса характерны трилобиты семейств *Edelsteinaspidae*, *Dorypigidae*, *Dinesidae* и др. Археоциаты встречаются на уровне зоны *Lermontovia grandis*, где на основании их выделяется зона *Irinaecyathus grandiperforatus*. Отмечаются семейства *Erbocyathidae*, *Tegerocyathidae* и др.

Комплексы трилобитов в пределах Иркутско-Олекминского и Юдомо-Оленекского фашиальных регионов четко отличаются. Здесь выделены свои зоны по трилобитам, а наличие общих родов и видов позволяет проводить обоснованную корреляцию биостратиграфических схем разных фашиальных регионов (см. табл. 1).

Глава 2. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ПОРОДЫ

2.1. МЕТОДИКА РЕНТГЕНОВСКОГО АНАЛИЗА КАРБОНАТОВ

Рентгенографическое изучение карбонатных минералов предпринято с целью выяснения степени совершенства структуры и состава кристаллической решетки. Для решения поставленной задачи проводился фазовый анализ, затем изучались детали рентгеновской картины минералов на примере отдельных отражений, рассчитывались параметры кристаллической решетки и кристаллохимические формулы минералов.

Согласно литературным данным, в классе безводных ромбоэдрических карбонатов информация о составе кристаллической решетки может быть получена из величины межплоскостного расстояния самого интенсивного рефлекса от

Таблица 1

Корреляция биостратиграфических схем нижнего кембрия Сибирской платформы

Надъярус	Ярус	Фациальные регионы						
		Иркутско-Олекминский		Анабаро-Синский			Юдомо-Олененский	
		Горизонт	Зона	Горизонт	Зона по трилобитам	Зона по археоциатам	Зона	
Ленский	Тойконский	Наманский	Namanoia	Еланский	Edelstainaspis - Koote-niella	Anabaraspis Splendens Lermontovia grandis	Irinaecyathus grandiperforatus	Anabaraspis Lermontovia dzevanovskii - Paramic-macca petropav-lovskii
		Чарский	Parapoliella - Pseudoeteraspis	Кетеменский	Bergeroniellus ketemensis			
	Богомский	Олекминский	Bathyriscellus robustus - Yakutus quadriceps	Синско-Курторгиновский	Bergeroniaspis ornata Bergeroniellus asiaticus Bergeroniellus gurarii			Bergeroniellus expansus
		Урицкий	Tungusella	Тарынский	Bergeroniellus micmacciformis Erbia (=Laticephalus - Erbiella)	Botomocyathus zele-novi - Porocyathus squamosus		Calodiscus - Erbiella
	Алданский	Атлабасский	Толбачанский	Bulaiaspis	Атлабасский	Judomia [Uktaspis (Prouktaspis)]	Fansycyathus lermon-tovae Nochoroicyathus koulini	Judomia
			Эльганский	Elganellus		Pagetiellus anabarus	Porocyathus pinus Retecoscinus zege-barti - Leptosocyathus polyseptus	Pagetiellus anabarus
				Fallotaspis Profallotaspis jakutensis				
Томмогский		Усольский		Кенядинский		Dokidocyathus lenai-cus - Tumuliolynthus primigenius Dokidocyathus regularis		
			Суннагинский		Aldanocyathus sunnaginicus			

плоскости 10·4. Так, П. Кригер [Krieger, 1930], исследуя марганцовистые кальциты, установил линейную зависимость величины этого межплоскостного расстояния от содержания марганца в кальците. Позднее Ю. Р. Голдсмит и Д. Л. Граф [Goldsmith, Graf, 1958] обнаружили, что замещение кальция магнием в структуре кальцита приводит к изменению $d_{10.4}$ пропорционально содержанию магния. Эффективность применения анализа величины межплоскостного расстояния от плоскости 10·4 при массовых анализах была продемонстрирована Б. Г. Эренбургом [1955, 1956, 1962] на примере карбонатных осадочных отложений Кузбасса.

В породах рассматриваемого кембрийского комплекса установлены кальцит и доломит. Рентгеновская картина кальцитов имеет практически одинаковые характеристики: межплоскостные расстояния близки значениям, характерным для кальцита идеального состава; $d_{10.4}$ изменяется в узком интервале значений от 0,3032 до 0,3034 нм для пород и от 0,3032 до 0,3035 нм для крупнокристаллических генераций из инкрустационных наростов и других включений ($d_{10.4}$ кальцита идеального состава равно 0,3036 нм).

Каких-либо отличительных особенностей рентгенограмм кальцита в зависимости от типа породы не обнаруживается. Они имеют вид нормальной структуры кальцита с уменьшенными величинами межплоскостных расстояний (рис. 2). Последнее свидетельствует о присутствии изоморфной примеси в решетке кальцита. При значении $d_{10.4}$ в пределах 0,3032–0,3035 нм количество примеси не превышает 1 мол. %. Наиболее распространенной изоморфной примесью в ромбоэдрических карбонатах являются двухвалентные химические элементы Mn, Fe, Mg. По данным геохимического изучения известняков амгинской свиты концентрация Fe, Mn и Mg изменяется соответственно в пределах 0,23–0,01; 0,087–0,015 и 4,85–0,18% [Малюшко и др., 1976]. Содержания первых двух элементов не могут существенно изменять состав минерала, поскольку их ионные радиусы близки размеру ионного радиуса кальция. Даже в случае вхождения максимальных количеств этих элементов в решетку кальцита размер последней изменился бы так, что $d_{10.4}$ стало бы равным 0,3035–0,3034 нм. Следовательно, изменения величин межплоскостных расстояний определяются в основном присутствием магния в решетке кальцита. В условиях рифогенных отложений содержание изоморфного магния в первично отложенном кальците могло достигать до 30 мол. % по аналогии с современными отложениями [Chave, 1955]. Однако такие кальциты являются метастабильными и не встречаются в древних породах. Очевидно, количество сохранившегося магния в решетке кальцита определяется условиями стабильности структуры; магний свидетельствует о первичных высокомагнезиальных кальцитах.

Особенности состава и структуры кальцита, рассматриваемые выше, типичны для кальцитов всех изученных разрезов, за исключением разрезов, вскрытых по р. Ботоме. Здесь (единично в малых количествах) встречены кальциты с существенно измененными кристаллохимическими характеристиками, $d_{10.4}$ имеют значения от 0,3024 до 0,3006 нм. Однако у этих кальцитов другая природа по сравнению с рассмотренными выше. Они слагают цемент в доломитовых породах и формируются на завершающей стадии преобразования породы из гидротермальных растворов.

В изученных разрезах доломит отличается разнообразием кристаллохимических характеристик. Межплоскостное расстояние $d_{10.4}$ имеет значения от 0,2886 до 0,2906 нм. Если при $d_{10.4} = 0,2886$ нм у доломита отмечается

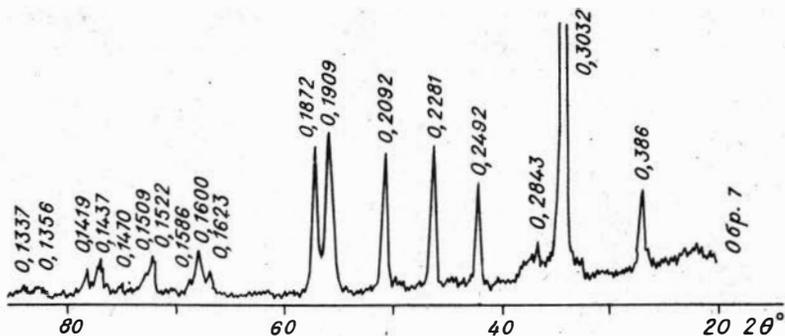


Рис. 2. Дифрактограмма кальцита органогенного известняка, вскрытого Удачинской скв. 226. Условия записи: ДРОН-1,5, Co K α V = 30 кВ. J = 15 мА, γ счетчика - 2°/мин, RC = 4 с.

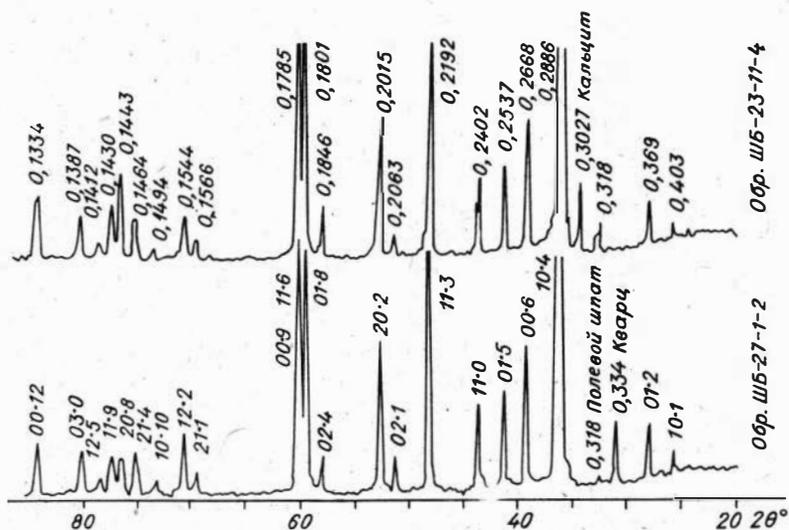


Рис. 3. Дифрактограммы доломитов стехиометрического состава. Ой-Муранский рифовый массив. Условия записи см. рис. 2.

идеальный стехиометрический состав, то при $d_{10-4} = 0,2906$ нм в его решетке присутствует значительное количество изоморфных примесей.

Особого внимания заслуживает распределение интенсивности дифракционных рефлексов на дифрактограммах доломитов стехиометрического состава. Наблюдаются отклонения интенсивностей от таковых для нормальной дифрактограммы доломита. Изменения фиксируются для отражений от плоскостей, составляющих с осью с углы 0 и 90°. В структуре доломита это плоскости 00.6, 00.12 и 11.0, 03.0 соответственно. Интенсивности отражений от первых двух базальных плоскостей изменяются в сторону увеличения, от двух других - уменьшения. Отмечаются изменения интенсивности и для некоторых других рефлексов. Заметное уменьшение прослеживается для рефлексов от плоскостей 01.2 и 11.3,

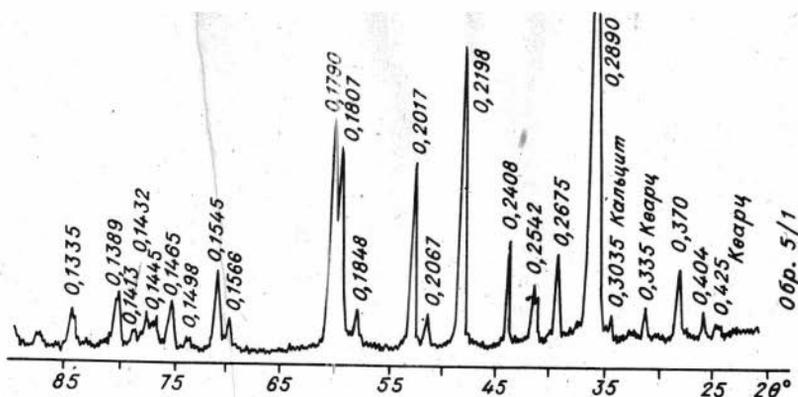


Рис. 4. Дифрактограмма упорядоченного доломита с изоморфнозамещенным составом. Ой-Муранский органогенный массив. Условия записи см. рис. 2.

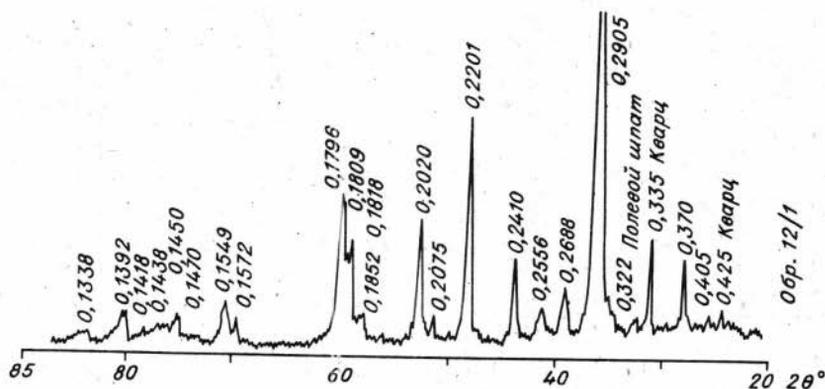


Рис. 5. Дифрактограмма дефектного доломита. Ой-Муранский рифовый массив. Условия записи см. рис. 2.

увеличение от 01,8, 10,10 и 20,8, последняя является плоскостью спайности в кристалле доломита (рис. 3). Наблюдаемые изменения интенсивности дифракционных рефлексов являются результатом преобладания соответствующих направлений в поликристаллическом веществе. Для исключения эффекта текстурирования поверхности препарата при подготовке образцов для дифрактометрической записи соблюдались все необходимые предосторожности. Многократные записи нескольких препаратов одного и того же образца позволяют сделать вывод, что описанные изменения относительных интенсивностей - следствие состояния породы, присутствия в ней доломитовых зерен с преимущественной ориентировкой некоторых плоскостей (названных выше).

На дифрактограммах доломита, имеющих увеличенные межплоскостные расстояния, распределение интенсивности дифракционных максимумов имеет либо нормальное соотношение, характерное для структуры доломита (рис. 4), либо с уменьшением интенсивности и появлением диффузности базальных и сверхупорядоченных рефлексов, наблюдаемое на рентгенограммах протодоломитов (рис. 5).

Таблица 2

Кристаллохимические характеристики доломитов

№ обр.	Место взятия образца	Химический состав, вес. %					Содержание кальцита в породе, %
		CaO	MgO	MnO	FeO	Нерастворимый остаток	
16	Ой-Муранский	27,98	20,26	0,02	0,17	7,4	
5/1	рифовый	29,80	20,22	0,02	0,45	4,6	1
13/1	массив	30,78	20,88	0,05	0,39	1,4	3
12/1		28,68	16,57	0,02	0,66	10,0	
П-7а		31,90	19,06	0,01	0,33	3,8	2
П-10		30,78	18,56	0,02	0,59	5,0	3
Н-34		30,78	14,91	0,02	1,80	13,4	7
ЛК-10/19		28,54	19,72	0,08	0,49	5,2	2
Ш-7-3	Амгинский	29,43	22,17	Не опр.	0,18	0,25	2
Ш-2-1	рифовый	30,87	20,77	"	0,09	0,22	5
Ш-6-1	массив	30,50	22,23	0,02	0,15	0,4	
Б-408-У-1	Зарифовые	29,21	21,06	0,02	0,17	3,2	3
Б-414-Г-1	фаши	29,06	20,23	0,01	0,09	2,8	2
Б-410-И-3	р. Ботомы	29,44	21,22	0,01	0,13	0,0	1
АС-10-И-1	Арпа-Салинский	30,00	21,70	0,01	0,10	1,2	0
АС-13-6	рифовый массив	29,00	21,20	0,01	0,08	2,2	0
АС-13-5		30,00	21,90	0,01	0,08	0,0	0

№ обр.	Кристаллохимическая формула	Параметры гексагональной ячейки			d _{10.4} , нм	
		a ± 0,0001, нм	c ± 0,001, нм	c/a	экспериментальное	расчетное
16	(Ca _{0,494} Mg _{0,500} Fe _{0,006})(CO ₃) ₂	0,4808	1,6010	3,331	0,2885	0,2885
5/1	(Ca _{0,509} Mg _{0,487} Fe _{0,010})(CO ₃) ₂	0,4813	1,6030	3,330	0,2890	0,2890
13/1	(Ca _{0,493} Mg _{0,499} Fe _{0,007} Mn _{0,001})(CO ₃) ₂				0,2887	0,2887
12/1	(Ca _{0,555} Mg _{0,440} Fe _{0,005})(CO ₃) ₂	0,4827	1,6090	3,333	0,2905	0,2905
П-7а	(Ca _{0,531} Mg _{0,460} Fe _{0,009})(CO ₃) ₂	0,4819	1,6060	3,333	0,2898	0,2898
П-10	(Ca _{0,516} Mg _{0,464} Fe _{0,017})(CO ₃) ₂	0,4816	1,6050	3,333	0,2894	0,2894
П-34	(Ca _{0,550} Mg _{0,438} Fe _{0,012})(CO ₃) ₂				0,2905	0,2904
ЛК-10/19	(Ca _{0,496} Mg _{0,488} Fe _{0,016})(CO ₃) ₂	0,4811	1,6020	3,331	0,2888	0,2888
Ш-7-3	(Ca _{0,488} Mg _{0,511} Fe _{0,001})(CO ₃) ₂	0,4808	1,6010	3,331	0,2885	0,2885
Ш-2-1	(Ca _{0,491} Mg _{0,507} Fe _{0,002})(CO ₃) ₂	0,4807	1,6014	3,331	0,2886	0,2886
Ш-6-1	(Ca _{0,481} Mg _{0,511} Fe _{0,009})(CO ₃) ₂	0,4806	1,6003	3,330	0,2885	0,2886
Б-404-Ш-2	(Ca _{0,498} Mg _{0,499} Fe _{0,003})(CO ₃) ₂	0,4810	1,6020	3,330	0,2888	0,2888
Б-414-І-1	(Ca _{0,510} Mg _{0,492} Fe _{0,008})(CO ₃) ₂	0,4811	1,6020	3,331	0,2889	0,2889
Б-410-ІІІ-1а	(Ca _{0,498} Mg _{0,500} Fe _{0,002})(CO ₃) ₂	0,4810	1,6020	3,330	0,2888	0,2888
АС-10-ІІ-1	(Ca _{0,490} Mg _{0,501} Fe _{0,009})(CO ₃) ₂	0,4808	1,6008	3,329	0,2886	0,2885
АС-13-6	(Ca _{0,495} Mg _{0,504} Fe _{0,002})(CO ₃) ₂	0,4810	1,6014	3,331	0,2887	0,2888
АС-13-5	(Ca _{0,489} Mg _{0,495} Fe _{0,016})(CO ₃) ₂	0,4808	1,6012	3,330	0,2886	0,2885
Теоретические параметры доломита [Graf, 1961]		0,4808	1,6010	3,330		0,2885

Примечание. Аналитик А.Д. Бакулов.

Для всех разновидностей доломитов рассчитаны параметры кристаллической решетки, а для образцов, содержащих не более 10% примеси кальцита, кристаллохимические формулы (табл. 2).

Анализируя кристаллохимические формулы, видим, что увеличение межплоскостного расстояния $d_{10.4}$ связано с избытком ионов кальция в решетке доломита. Присутствие избытка кальция от 1 до 5 мол. % приводит к увеличению $d_{10.4}$ от 0,2889 до 0,2905 нм (см. табл. 2, обр. 5/1 и 12/1). Постоянной изоморфной примесью является железо, количество его меняется в проанализированных образцах от 0,1 до 1,7 мол. %. Такие количества очень незначительно влияют на параметры кристаллической ячейки при содержании кальция и магния, близком стехиометрическому; $d_{10.4}$ изменяется от 0,2885 до 0,2888 нм (см. табл. 2, обр. 16, 13/1, ЛК-10/19 и др.).

Параметры кристаллической решетки доломита рассчитаны в основном для разновидностей стехиометрического и близкого к нему состава. Никаких особенностей в их изменении не наблюдается и дополнительных сведений к тому, что дает анализ межплоскостных расстояний, не получаем, поэтому не проводился расчет параметров кальцитов рифовых зон, в которых изоморфная примесь не превышает 1 мол. %. Расчет параметров для доломитов изоморфнозамещенных не всегда можно выполнить потому, что такие доломиты, с одной стороны, имеют размытые рефлексы в областях больших углов (см. рис. 4, обр. 12/1), с другой — не слагают породу, а, как будет сказано ниже, встречаются в цементующей массе. В результате их рентгеновская картина обычно слабо выражена и на рефлексы при больших углах Θ , используемых для расчета, накладываются отражения минералов-примесей, в частности кварца, постоянно присутствующего в этих породах. Таким образом, особенности изучаемых пород и структуры карбонатов делают использование методики расчета параметров кристаллической решетки малоэффективной или невозможной. Вот поэтому единой методикой дифрактометрического изучения карбонатов всех типов пород рифовых массивов является использование анализа рефлекса 10.4.

По характеру рентгеновской картины доломитов рифогенно-аккумулятивно-го комплекса можно выделить несколько групп этих минералов с характерными особенностями, проследить их связь с различными фаціальными условиями и высказать предположения об условиях формирования.

1. Доломиты идеального состава ($d_{10.4} = 0,2885-0,2887$ нм) со сверхупорядоченной структурой, имеющей ориентировку базальных плоскостей и плоскости спайности. Они составляют наиболее многочисленную группу в изученном регионе (см. рис. 3). Они сложены отложения кыдильнской серии Дирингдинского рифового массива, породы из обнажений на р. Арга-Сала. Отмечаются они в верхней части Ой-Муранского массива. Все эти отложения характеризуют биогермные образования стадии зрелого рифа. Наблюдаемая связь данного типа доломита с породами рифовых комплексов позволяет предположить, что доломиты формировались с участием водорослей-рифостроителей. Как нам кажется, влияние водорослей при формировании истинной (упорядоченной) доломитовой структуры подтверждается наличием первично отложенных доломитов, наблюдаемых в породах Амгинского рифового массива. Так, в отложениях хомустахской свиты широко распространены строматолитовые доломиты, имеющие особенности и состав сверхупорядоченных разновидностей. Это убеждает нас считать биогенную составляющую рифа первопричиной условий, обеспечивающих кристаллизацию доломита идеального состава и структуры. Превращение упорядоченной структуры в сверхупорядоченную за счет появления ориентировки базальных плоскостей и плоскости спайности может происходить сразу при доломитизации или быть приобретенным при постседиментационном преобразовании породы. За обоснованность

первого предположения свидетельствуют следующие факты. Доломит, как правило, наследует микроструктуру породы, т.е. в первичнослоистых породах возникают и вторичные слоистые доломиты. Наблюдение сверхупорядоченности в строматолитовых доломитах, слоистых за счет собственной структуры строматолита, является наглядным примером. Кроме того, ориентировка базальных плоскостей может происходить при кристаллизации доломита из раствора под давлением, когда гексагональные кристаллы карбонатов в поле одноосного давления развиваются с преимущественной ориентировкой осей высшего порядка, что в карбонатах соответствует ориентировке базальных плоскостей [Kamb, 1959]. Изначально нормально упорядоченные доломиты могут приобрести одинаковую ориентировку базальных плоскостей за счет пластической деформации, которую испытывают осадки при погружении отложений на глубину, и при других тектонических движениях [Albissin, 1963].

2. Доломиты упорядоченные с изоморфнозамещенным составом ($d_{10.4} = 0,2888 - 0,2898$ нм, см. рис. 4) установлены в Ой-Муранском массиве, где образуют биогермные отложения (стадия банки), и в малом количестве - в обнажениях, вскрытых по р. Ботоме, в чуранской пачке, в которой на границе с нохоройской пачкой выделены биогермные пласты [Варламов, Сундуков, 1979]. В других рифовых массивах этот тип доломита не обнаружен. В структурном отношении упорядоченность изоморфнозамещенных доломитов, в отдельных случаях имеющих более 3 мол. % кальция (в избытке к нормальному его содержанию в кристаллической решетке доломита), является удивительным кристаллохимическим фактом. В многочисленной литературе по доломитовой проблеме подчеркивается трудность упорядочивания структуры доломита несовершенного состава даже в условиях высоких температур (до 900°C) [Goldsmith, Graf, 1958]. Поэтому можно высказать предположение, что аналогично доломитам рифов, сформированным со столь идеальной сверхструктурой при участии водорослей-рифостроителей (пока другого объяснения мы не находим), доломиты биогермов, имея несовершенный состав и упорядоченную структуру кристаллической решетки, обязаны своим происхождением также биогенной составляющей этих построек.

3. Доломиты дефектные существенно изоморфнозамещенного состава ($d_{10.4} = 0,2890 - 0,2906$ нм) распространены в межбиогермных породах и замойнах биогермов в Ой-Муранском массиве, а также преобладают среди доломитов нохоройской пачки, изученной в обнажениях по р. Ботоме (см. рис. 5). Отличительной особенностью этих доломитов являются повышенные содержания кальция в кристаллической решетке по сравнению со стехиометрическим его содержанием в структуре доломита. Количество кальция в таких доломитах достигает 55 мол. %, что приводит к заметному увеличению межплоскостных расстояний, $d_{10.4}$ возрастает до $0,2905$ нм (см. табл. 2, обр. 12/1). По содержанию изоморфных примесей в кристаллической решетке и характеру дифракционной картины этот тип доломита идентичен изученным ранее доломитам из цементов песчаников (мезозойское отложение) Западно-Сибирской плиты. Формирование последних происходило хемогенным путем из поровых растворов [Перозин, Мандрикова, 1974]. Характер фациальных условий зарифовой отмели и межбиогермного пространства предполагает в основном химический путь осаждения доломитов. Формирование дефектных доломитов зарифовой фации, очевидно, происходит при существенном влиянии физико-химических условий бассейна осаждения и испытывает ослабленное, а возможно, и полное отсутствие влияния органической составляющей.

Доломиты изученных разрезов дают необычные картины теплового разложения. Кривые ДТА, полученные методом дериватографии, существенно отлича-

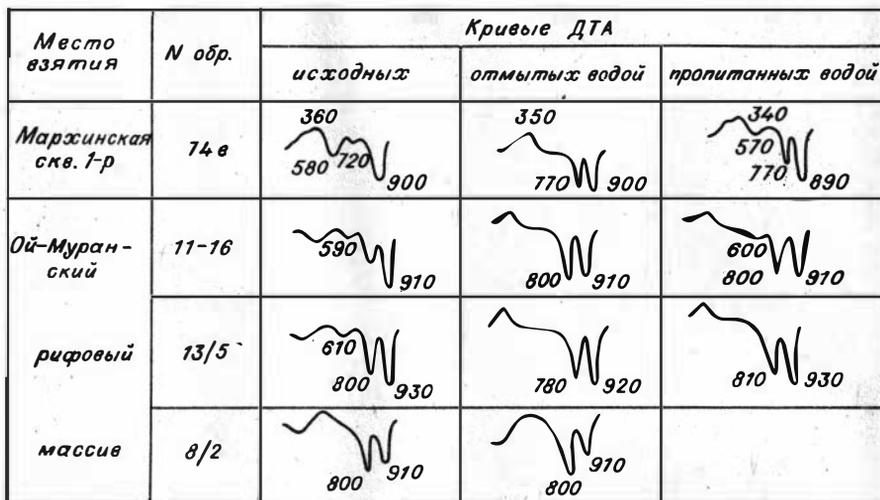


Рис. 6. Кривые ДТА доломитов рифогенных отложений органогенного массива.

ются от классической картины теплового разложения доломита. Отличительной чертой этих доломитов является то, что их диссоциация начинается гораздо ниже 800° (согласно классической схеме), примерно при 600°C , и проходит многоступенчато с разложением породы частями в различных количествах и в разных температурных интервалах. Нами выяснено, что подобный процесс теплового распада доломитов наблюдается в скрытокристаллических образованиях. На рис. 6 показаны типичные кривые ДТА доломитов рифогенных отложений кембрия Сибирской платформы. Обр. 74-е из пород, вскрытых Мархинской скв. 1-р, является представителем доломитов, имеющих наиболее измененные кривые ДТА; обр. П-16 и 13/5 из обнажений Ой-Муранского рифового массива демонстрируют самый распространенный тип, а обр. 8/2 из тех же пород, имеющих классическую кривую ДТА доломита, представляет разновидности, редко встречающиеся в древних рифах. В процессе изучения данного комплекса пород было выяснено, что все типы кривых ДТА доломитов можно привести к классической форме воздействием воды на порошок породы: промыванием на фильтре или пропиткой в чашке с последующим высушиванием при комнатной температуре без удаления из чашки воды. Это исключает предположение о присутствии солей в породе, которые могли бы оказывать подобное же действие на особенность тепловой диссоциации горных пород. Представленные на рис. 6 кривые ДТА обработки породы водой имеют вид типичной кривой теплового разложения доломита. Воздействие воды на порошок приводит к укрупнению зерен последней. Это четко прослеживается на электронно-микроскопических снимках: в результате промывания порошка водой происходит стягивание мелких частиц (0,1-0,5) в более крупные агрегаты (0,9-2,0 мкм). Таким образом, становится ясно, почему в скрытокристаллических породах, казалось бы одной размерности, доломиты дают нормальные и аномальные кривые ДТА: скрытокристаллические породы включают в себя тот узкий интервал "критических" размеров частиц, присутствие которых приводит к снижению температуры диссоциации доломита. Этот факт может быть использован как типоморфный признак скрытокристаллических пород.

2.2. КАРБОНАТНЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ РАЙОНА р. ЛЕНЫ

Проведено изучение кристаллохимических особенностей карбонатов с целью использования этих данных для выяснения условий образования и преобразования нижнекембрийских карбонатных отложений.

Исследовались образцы карбонатных пород из пестроцветной, переходной и синской свит томмотского, атдабанского и ботомского ярусов среднего течения р. Лены. Основная часть известняков взята из межбиогермных образований, микрокомковатых и ПЛЗ-АЛЗ разновидностей, в разной степени перекристаллизованных, а также слоев ПЛЗ-АЛЗ известняков из абиогенных фаций. Основная часть доломитовых пород также происходит из межбиогермных отложений. Изученные карбонатные породы представляют собой продукты деградации цианобактериальных образований, подвергшихся перемыву, перекристаллизации, а также доломитизации; в результате последней и образовались все изученные нами доломиты.

Рентгеновская съемка карбонатов проведена на дифрактометре Дрон-2, Си K_{α} -излучение. Сравнение структурных особенностей карбонатов осуществлено по методике, разработанной Н.Т. Мандриковой (см. 2.1 в настоящей монографии). Выводы о характере изоморфизма сделаны на основании данных о параметрах элементарной ячейки и величине межплоскостного расстояния характеристического рефлекса 10.4. Параметры элементарной ячейки определялись по рефлексам 03.0 и 00.12 [Graf, 1961] по результатам съемки с внутренним стандартом (Si, $a = 0,54031$ нм). Оценка величины межплоскостного расстояния $d_{10.4}$ проведена по рентгенограммам, снятым со скоростью $1/8^{\circ}$ /минуту Н.Т. Мандриковой. В качестве показателей окристаллизованности карбонатных минералов выбраны: коэффициент K , отражающий соотношение интенсивностей базальных (00.12) и пространственных (03.0) отражений и степень разрешенности $K_{\alpha 1}$ и $K_{\alpha 2}$ линий рентгеновского отражения в области больших углов дифракции. Известно, что доломиты обладают упорядоченной слоистой структурой. При внедрении дополнительного Са в структуру (не более 6 мол. %) параметры элементарной ячейки доломитов увеличиваются незначительно. Наиболее показательным [Graf, 1961; Мандрикова, 1985] оказывается изменение межплоскостного расстояния характеристического рефлекса 10.4, величина которого может увеличиваться до 0,2918 нм по сравнению с 0,2886–0,2888 нм, характерной для доломитов со стехиометрическим составом. Кальциты отличаются большей изоморфной емкостью по отношению к Mg (до 40 мол. %) [Эренбург, 1956; Weber, Smith, 1961; Runnels, 1970]. Иногда в одном образце может наблюдаться несколько фаз с разной концентрацией твердого раствора [Эренбург, 1956; Weber, Smith, 1961]. Для идеальных кальцитов K в большинстве случаев равен 0.3–0.5. На дифрактограммах некоторых доломитов и кальцитов отмечается выравнивание интенсивностей базальных (00.6 и 00.12) и пространственных (11.0 и 03.0) рефлексов и увеличение K до 1; вероятнее всего, это связано с наличием преимущественной ориентировки плоскостей кристаллитов в образце [Мандрикова, настоящая монография]. Хорошее разрешение $K_{\alpha 1}$ и $K_{\alpha 2}$ компонент рентгеновского отражения свидетельствует о катионной упорядоченности структуры и однородности химического состава.

По карбонатным минералам пород нижнего кембрия среднего течения р. Лены получены следующие результаты. Доломиты по параметрам элементарной ячейки близки между собой: $c = 1,6028 \pm 0,0006$ нм, $a = 0,4811 \pm 0,0002$ нм (табл. 3), а также к идеальному доломиту [Graf, 1961], $c = 1,6010$ нм, $a = 0,4808$ нм). Несколько повышенные параметры в обр.

Таблица 3

Дифракционные характеристики нижнекембрийских карбонатов

№ п/п	№ обр., интервал, м	Название породы и краткая петрографическая хар-ка	Межплоскостное расстояние, нм			Параметры элементарной ячейки, нм		$K = \frac{I_{00.12}}{I_{03.0}}$	Фактор упорядоченности	Примесь	
			d_{030}	$d_{00.12}$	$d_{10.4}$	$a \pm 0.0002$	$c \pm 0.0006$			а	б
1	8203-506; 132,5-134,0	Доломит АЛЗ-ПСК массивный, с комками ПЛЗ доломита, с детритом брахиопод	0,13894	0,1336	0,2888	0,4813	1,6028	0,63	-		K^+
2	8204-4; 3,05-3,35	Доломит АЛЗ плитчатый алевритоглинистый горизонтально-слоистый, межбиогермный слабо окремненный	0,13904	0,1337	0,2892	0,4816	1,604	0,77	-	Са	KV^+, K^+, Cl^+
3	8204-10ж; 18,0-28,0	Доломит АЛЗ интенсивно трещиноватый межбиостромный, слабо окремненный	0,13901	0,1337	0,2891	0,4816	1,604	0,77	-	Са	KV^+, K^+
4	8208-132в; 203,6-208,6	Доломит ПСК массивный, кавернозный, с жеодами ПСК кальцита, с реликтами комков	0,13890	0,1336	0,2886	0,4813	1,6028	1,10	+		K^+
5	8210-59; 148,45-149,55	Доломит АЛЗ тонкоплитчатый волнисто-фестончатослоистый, с гнездами доломита ПСК, со скоплениями гидроокислов железа по краю ПСК доломита	0,13887	0,1336	0,2888	0,4811	1,6028	0,77			KV^+
6	8201-36а; 110,3-112,3	Известняк ПЛЗ-АЛЗ, с микрокомками, плитчатый, сланцеватый	0,14391	0,14211	0,3032	0,4986	1,7053	0,56	-	Mg	$д^{+1}, KV^+$

7	8201-23а; 52,3-56,8	Известняк ПЛЗ-АЛЗ плитчатый, волнисто-слоистый	0,14401	0,14211	0,3032	0,4990	1,7053	0,65		Mg
8	8204-9а; 10,7-18,0	Известняк ПЛЗ-АЛЗ брекчиевидный, межбиогермный, с детритом археоциат и губок, слабо окремненный	0,1440	0,1420	0,3032	0,4990	1,7050	0,71		Mg д ⁺² , кв ⁺
9	8203-23г; 24,2-29,9	Известняк АЛЗ межкалпировый, с зернами глауконита и окисленного пирита	0,1440	0,14224	0,3034	0,4990	1,7050	0,97	+	д ⁺³
10	8208-11б; 5,90-6,15	Известняк ПЛЗ-АЛЗ волнисто-фестончатослоистый, с раковинами брахиопод, хилитов, с комками (20%) ренальсис	0,1439	0,1422	0,3036	0,4986	1,7060	0,37	-	д ⁺⁴
21	11 8208-80; 82,75-83,95	Известняк ПЛЗ-АЛЗ, с микрокомками, детритом, массивный волнисто-слоистый	0,14400	0,14218		0,4990	1,7060	0,42	+	д ⁺
12	8210-56а; 131,85-139,85	Известняк ПЛЗ, волнисто-слоистый, катаграфиевый	0,14398	0,14224	0,3035	0,4990	1,7060	0,33	+	

Примечание. В графе 10 плюс обозначает разрешение $K_{\alpha 1}$ и $K_{\alpha 2}$ компонент рентгеновского отражения, минус - его отсутствие. В графе 11: а - изоморфная, интерпретированная по величине d , б - фазовая, установленная при съемке; д - доломит, к - кальцит, кв - кварц, сл - слюда; содержание фазовой примеси до 5% обозначается +; 1 - доломит кальцийсодержащий ($d_{10.4} = 2,892$), 2 - доломит, близкий к идеальному ($d_{10.4} = 2,886$), 3 - доломит кальцийсодержащий ($d_{10.4} = 2,893$), 4 - доломит кальцийсодержащий ($d = 2,900$).

1 - Бачык, переходная свита, зона *Fansycyathus lermontovae*; 2 - Ой-Муран, пестроцветная свита, зона *Porocyathus pinus*; 3 - Ой-Муран, пестроцветная свита, зона *Porocyathus pinus*; 4 - Журинский мыс, зона *Uktaspis*; 5 - Малыкан, зона *P. anabarus*; 6 - Аччагый-Туойдах, синская свита, зона - *Bergeroniellus asiaticus*; 7 - Аччагый-Туойдах, переходная свита, зона *Fansycyathus lermontovae*; 9 - Бачык, пестроцветная свита, зона *Porocyathus pinus*; 8 - Ой-Муран, пестроцветная свита, зона *Porocyathus pinus*; 10 - Журинский мыс, пестроцветная свита, зона *Dokidocyathus regularis*; 11- Журинский мыс, зона *Porocyathus pinus*; 12 - Малыкан, зона *P. anabarus*.

8204-4 и 8204-10ж свидетельствуют об изоморфной примеси кальция (табл. 3). Выравнивание интенсивностей пространственных и базальных рефлексов наблюдается для обр. 8208-1326, в котором можно предполагать преимущественную ориентировку частиц в поликристалле. Уширенные пики на дифрактограмме и отсутствие хорошего разрешения рефлексов свидетельствуют о неоднородности состава доломитов, а также о неупорядоченности его структуры. Подобные особенности доломитов из межбиогермных отложений отмечены ранее Н.Т. Мандриковой /1985/. Доломиты обнаруживают примесь кальцита, а в окремненной разновидности - кварца. Среди доломитов этой группы выделяется обр. 8208-132в, для которого устанавливаются фактор упорядоченности и высокое значение коэффициента окристаллизованности $K = 1,1$ (см. табл. 3). Доломит относится к интенсивно перекристаллизованным разновидностям. Очевидно в результате перекристаллизации и произошло улучшение его структуры, что нередко отмечается для многих других минералов, подвергшихся перекристаллизации.

Кальциты из известняков по величине параметров элементарной ячейки можно разделить на два типа: параметры первого ($c = 1,7060 \pm 0,0006$ нм и $a = 0,4986 \pm 0,0002$ нм) близки к таковым для идеального \angle Graf, 1961 \angle (см. табл. 3, обр. 8203-23г, 8208-116, 8210-56а); параметры второго ($c = 1,7050 \pm 0,0006$ нм и $a = 4990 \pm 0,0002$ нм) свидетельствуют о присутствии в минерале изоморфной примеси магнезия. Повышенным значением коэффициента $K = 0,97$ отличается кальцит известняка АЛЗ эпифитонового перекристаллизованного (см. табл. 3, обр. 8203-23г). При изучении ордовикских известняков для первичных биохемогенных (цианобактериальных или водорослевых) известняков была установлена высокая степень совершенства кристаллической структуры, поэтому хорошую окристаллизованность кембрийского биохемогенного кальцита можно считать первичной. В процессе небольшой перекристаллизации существующего изменения структурных особенностей кальцита, по-видимому, не произошло.

Доломит, отмеченный в качестве небольшой примеси в известняках, судя по параметру $d_{10.4}$, тоже не однороден; в межбиогермных и абиогенных известняках отмечается доломит кальцийсодержащий, в биохемогенных (ренальцисовых, эпифитоновых) известняках он близок к идеальному ($d_{10.4} = 2,886$ нм).

2.3. ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Метод фрактографии начал применяться для изучения скрытокристаллических карбонатов с конца 50-х годов.

Сводки по электронной микроскопии карбонатов приводятся в работах Е. Флогеля и др. \angle Flugel e. a., 1968 \angle , С.И. Шуменко \angle 1969 \angle , К.Ф. Лобо, Р.Х. Осборна \angle Lobo, Osborne, 1973 \angle и др.

Широкое внедрение электронной микроскопии началось в 70-е годы после изучения карбонатных илов Черного моря. Было установлено, что илы, которым ранее приписывался бактериальный генезис в значительной своей части сложены кокколитами \angle Бакри и др., 1970; Шуменко, 1970; Ginsburg e. a., 1971; Steiglitz, 1972; и др. \angle .

В настоящее время без применения электронной микроскопии практически невозможно решение вопроса о генезисе скрыто- и тонкокристаллических пород.

Первые данные по изучению древних карбонатных пород Сибирской платфор-

мы с помощью репликовых панорамных снимков приведены Г.Н. Перозио и др. [1974]. Авторами установлены типы поверхностей скола для водорослевых, онколитовых, оолитовых и обломочных карбонатных пород.

За период изучения рифогенных образований появились новые материалы, которые частично опубликованы [Перозио и др., 1976 а, б; Белобородова, Сундуков, 1976; и др.].

Для исследования под электронным микроскопом подбирались скрыто- и микрокристаллические разновидности известняков и доломитов, а также отдельные составляющие этих пород (водоросли, строматолиты, онколиты, разнообразные комки и сгустки, пеллеты и другие форменные элементы) для установления их генезиса.

Применен метод реплик, описанный в руководстве Г.С. Грицаенко и др. [1961]. Одноступенчатые угольные реплики изготавливались с отклонением пластиной под углом от 30 до 45°. Методика подготовки образца к анализу приведена в атласе [Перозио и др., 1974]. Реплики изучались под электронным микроскопом BS-613 при ускоряющем напряжении 60 и 80 кВ. Использовалось увеличение от 4200 до 9000. Из каждого образца изготавливалось несколько пленок, чтобы проследить морфологию поверхности какого-то участка породы. После фотографирования составлялась панорама.

На основании проведенных работ установлено, что имеется совершенно четкое различие в ультраструктуре водорослевых, строматолитовых и тонкообломочных (вплоть до микритов) карбонатных пород. Характерны также поверхности скола с ультраструктурами растворения, изменения на контактах между зернами под воздействием давления, зонками дробления.

В качестве примера рассмотрим несколько снимков со свежих сколов изученных рифогенных отложений.

На фото I, 1 показана поверхность скола эпифитонового известняка. Для ультраструктуры водоросли характерно неплотное сочленение слагающих ее кристалликов в виде скошенных параллелепипедов или многогранников размером 0,0023–0,0045 мм. Грани гладкие, нередко на них видны вмятины, образованные контактирующим кристаллом. Порода пористая; ультрапоры трех- и четырехугольной форм размером 0,0004–0,0011 мм. Тип ультраструктуры может быть определен как друзовый.

При спаритизации кристаллики частично теряют свою правильную форму, приближаясь к более округлой, их размеры увеличиваются за счет разрастания, причем исчезает нередко и поровое пространство. Порода становится более плотной, между зернами, появляются выпукло-вогнутые сочленения. Ультраструктура породы становится друзовидно-блоковой (см. фото I, 1).

Характерной особенностью строматолитов, которые формировали округлые образования наподобие цветной капусты, является пластинчатый габитус кристаллов (фото II). Размер пластин 0,015–0,020 мм, поверхность гладкая, сочленение плотное. Тип поверхности скола пластинчатый. Под влиянием растворения пластины покрываются мелкими бугорками и ямками, теряют контуры и постепенно приобретают натековидную поверхность скола (фото III).

В онколитовом известняке (фото IV, 1), помимо основной массы, сложеной кристалликами размером 0,004–0,006 мм с неровной поверхностью, четко прослеживаются бобовины длиной 0,001–0,002 и шириной 0,0006–0,0008 мм (наподобие чечек, приуроченных к межзерновым контактам). Иногда они имеют меньшие размеры (длина до 0,001 и ширина 0,0002–0,0003 мм) и сохраняются в виде отпечатков (см. фото IV, 2). Наличие таких следов свидетельствует о причастности организмов к формированию онколитов.

Резкое отличие наблюдается в поверхности скола тонкоплитчатого известняка, взятого из замойн мелкой биогермной постройки. На фото V, 1 видно, что порода сложена неправильными частичками размером 0,009–0,018 мм. Харак-

терно, что все составляющие хорошо приспособлены друг к другу, при этом возникают прямые и выпукло-вогнутые сочленения. Кроме того, в более крупных компонентах видны частицы более мелких размеров (0,003–0,006 мм), т.е. микрита. Все это подтверждает, что генезис породы обломочный.

Несколько иной вид имеет поверхность скола слоистой породы (также из замощен водорослевой постройки). Судя по размерам 0,002–0,004 (реже 0,006) мм, порода представляет собой типичный микрит. Контакты между частичками извилистые, прослеживается микрослойчатость, подчеркнутая растворением, захватывающим отдельные компоненты, а целые слои (см. фото V, 2).

Разнообразны типы поверхностей скола в доломитах замещения.

Правильные ромбоэдри и двойники прорастания размером от 0,002 до 0,012 мм (фото VI), по-видимому, развивались в осадке и имели возможность свободного роста. Кристаллы в такой породе располагаются беспорядочно, касаясь друг друга углами и гранями.

В доломитах замещения по обломочным карбонатам (фото VII) кристаллы доломита имеют неправильную форму, контакты между зернами выпукло-вогнутые. Наблюдается отличие в поверхности скола отдельных составляющих, что объясняется неполной переработкой замещаемого материала. Такого рода поверхности скола полностью наследуют структуру замещаемой породы.

В тонко-мелкозернистом доломите замещения (фото VIII) наблюдаются извилистые контуры (черное), которые сохранились как реликты обломочного генезиса первичной породы. На снимке видны только часть новообразованного кристалла доломита размером более 0,03 мм, его внутреннее строение и контуры первичных зерен замещаемой породы. В данном случае доломит "поглотил" и полностью переработал первичную породу.

Хорошо прослеживается ориентировка удлиненно-призматических кристаллов доломита (фото IX), размеры которых при изучении в шлифах 0,5–2,0 мм. На поверхности скола таких доломитов видно, что крупные призмы состоят из мелких кристалликов (0,003–0,006 мм) первичной породы.

Чрезвычайно характерны для изучаемых пород процессы растворения. При этом на поверхности скола (фото X) возникает своеобразный тип ультраструктуры с закономерными рядами одинаково направленных валиков и ямок, которые ограничиваются контурами зерен. Реже встречаются образования в виде трехгранных пирамидок и серповидных выступов (фото XI, 1, 2) размерами от 0,0002 до 0,0010 мм. Подобные последним получал Д. Альбиссин [Albissin, 1963] искусственно путем травления кальцита уксусной кислотой. По его мнению, плотность фигур травления может характеризовать интенсивность пластической деформации кристаллов. При интенсивном процессе растворения полностью исчезают индивидуальные особенности, характеризующие поверхности скола различных типов пород, возникает студневидная масса с коллоидной структурой.

2.4. МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ГЛАУКОНИТА

Минералы группы глауконита (МГГ) довольно часто встречаются в отложениях томмотского и ранней половины атабанского веков. Концентрации этих минералов невелики и только в редких случаях достигают 10–12%. Минералы образуют глобулы овальной и округлой форм. Нередко отмечаются угловатые обломки глобул глауконита (томмотский, атабанский и ботомский века, микрокомковатые известняки). Концентрация зерен в них резко снижается и обычно не превышает долей процента. Находки таких глауконитов весьма многочисленны; эти зерна претерпели перемыв и механические разрушения. Повы-

шенные концентрации характерны для аутигенных (автохтонных и субавтохтонных) зерен глауконита глобулярной формы. Чаше всего такие зерна ассоциируются с биогермными известняками и доломитами; реже они отмечаются с био- и тафостромными известняками, содержащими примесь раковинчатого детрита. Глауконит может замешать комки ренальциса и гирванеллы (фото XV), иногда служит ядром оолитов, заполняет раковины хиолитов, а также различных скелетных проблематик. Наиболее частыми уровнями глауконитообразования отличается район разреза Киси-Таас. Большое количество находок обломков переотложенных зерен в восточных районах можно рассматривать как признак свободной циркуляции вод с запада на восток, Ой-Муранский массив не создавал преграды. Наиболее древние находки кембрийских глауконитов зафиксированы в районе р. Лены в отложениях, отвечающих зоне t^{Sn} (скв. 2 [Журавлева и др., 1983а]), в ПЛЗ-АЛЗ известняках, послонно обогащенных глауконитом, детритом хиолитов, обломками ренальциса и проаулопор. Зерна глауконита явно переотложенные, о месте аутигенного образования можно судить только по комплексу перемытых компонентов породы. Оптимальным для образования глауконита

было время, отвечающее зоне *Dokidocyathus regularis* (t^{rg}). Зерна этого минерала отчетливо тяготеют к гряде Кучугуйских биогермов. Форма зерен глобулярная (см. фото XV), размер 0,25-0,4 мм (в основном значительно крупнее зерен вмещающей карбонатной породы). Вблизи кровли биогермов отмечаются зерна обломанные (в том числе остроугольные обломки), иногда хорошо сортированные по размеру, что свидетельствует о большой подвижности вод в зоне биогермообразования. Концентрация зерен глауконита достигает 15%. В породах встречаются обломки археоциат и фосфатных раковин хиолитов.

Минералы группы глауконита являются уникальными фашиальными показателями [Горбунова, 1950; Николаева, 1977, 1981; Николаева и др., 1981]. С целью дальнейшего исследования их индикаторных возможностей и выявления структурных типоморфных признаков этих минералов нами изучались МГГ нижнекембрийских отложений Сибирской платформы. Задача решалась комплексно литолого-петрографическими и физико-химическими методами.

Достоверные характеристики однородности - неоднородности МГГ мы устанавливали путем последовательного выделения наименьших однородных для применяемого метода анализа объемов по схеме [Николаева и др., 1981]: получение мономинеральных электромагнитных проб образцов, составляющих представительную выборку по площади распространения отложений, деление проб по плотности методом страт, отбор зерен, представительных и аномальных для соответствующих фракций. Выявление основных закономерностей изменения состава и физических свойств минералов группы глауконита на макроуровне (МГГ в целом, минеральные виды и разновидности, формационные и фашиальные типы) проведено И.В. Николаевой [1977, 1981]. Нами основное внимание сосредоточено на выяснении различных форм проявления однородности - неоднородности структуры глауконита в связи с фашиальной зональностью отложений.

Специфика однородности - неоднородности состава тонкодисперсных материалов, какими являются глаукониты, уточняет комплекс методов анализа, последовательно применяемых по мере уменьшения выделяемых объемов. Состав мономинеральной пробы и отдельных плотностных фракций определялся с помощью химического анализа. Характер однородности состава зерен от фракции к фракции, от зерна к зерну и в пределах одного зерна оценивали по данным рентгеноспектрального анализа с электронным зондом (РМА) и просвечивающей электронной микроскопии с микроанализатором (ПЭМ). Предварительную оценку однородности состава образца проводили на основе соответствия экспериментальной и рассчитанной по данным химического анализа величин параметра b элементарной ячейки. Структурные характеристики получены с помощью рентгеновского анализа.

Таблица 4

Кристаллохимические формулы кембрийских МГГ, ф.е.

№ п/п	№ обр.	Тетраэдр		Октаэдр				Межслой		
		Si	Al	Fe ³⁺	Al	Fe ²⁺	Mg	K	Na	Ca
560	21-313	3,56	0,44	1,25	0,29	0,22	0,30	0,69	0,009	0,009
562	18-267	3,63	0,37	0,86	0,56	0,19	0,44	0,71	0,003	0,03
563	17-259	3,59	0,41	1,14	0,28	0,11	0,41	0,72	0,005	0,06
564	16-240	3,57	0,43	1,04	0,46	0,23	0,37	0,66	0,006	0,01
568	18-268	3,57	0,43	0,64	0,57	0,24	0,40	0,68	0,003	0,11
569	36/36	3,55	0,45	1,35	0,05	0,17	0,44	0,75	0,003	0,12
574	34/34	3,55	0,45	1,31	0,09	0,15	0,46	0,73	0,004	0,13
55	Исиль	3,55	0,44	1,21	0,24	0,11	0,54	0,72	0,013	0,012
31	7118Б	3,54	0,46	0,48	0,91	0,17	0,57	0,65	0,006	0,05
571	Я-66-1	3,39	0,61	0,55	0,77	0,39	0,57	0,59	0,003	0,05
572	Я-67-1	3,52	0,48	0,64	0,79	0,18	0,43	0,74	0,003	0,09
67	А-81-4	3,46	0,54	0,98	0,14	0,27	0,56	0,69	0,03	0,06
33	Я-56-9	3,54	0,46	0,67	0,33	0,34	0,94	0,77	0,02	0,04
32	Соснов-ский загон	3,58	0,42	0,31	0,57	0,34	1,03	0,73	0	0,08

Примечание. ф.е. - формульная единица. Здесь и в табл. 5 номера образцов приводятся по И.В. Николаевой [1977, с. 287, 309-310].

По дифрактограммам ориентированных препаратов оценивали степень нарушения химической и структурной однородностей МГГ, связанную с наличием разбухающих межслоев в структуре. Для определения смешанослойности в случае структур с малым содержанием разбухающих межслоев использована методика, основанная на величине разницы между значениями d_{001} образца в воздушно-сухом и насыщенном этиленгликолем состояниях [Shimoda, 1977; Омельяненко и др., 1982]. По дифрактограммам разориентированных препаратов определяли фазовые примеси других минералов и, что самое важное, получали информацию о характере структурных различий изучаемых МГГ. В глауконитах, как и в других 2:1 слоистых силикатах, возможно существование различных дефектов упаковки слоев: взаимные развороты слоев на углы, кратные 120° , и произвольные дефекты, связанные со смещением слоев в произвольных направлениях на произвольную величину или с поворотами слоев на произвольные углы. В зависимости от концентрации дефектов упаковки возникает возможность существования ряда от 1М к 1Мd политипным разновидностям [Burst, 1958]. Качественную оценку общей дефектности МГГ мы проводили по величине отношения суммарной интенсивности характеристических рефлексов $11\bar{2}$ и 112 к интенсивности 200, $\bar{1}31$ отражения, названного коэффициентом К. Чем ниже $K = (1_{11\bar{2}} + 1_{112}) / 2 \cdot 1_{200}, \bar{1}31$, тем большее количество дефектов упаковки содержится в структуре минерала. Коэффициент К мы назвали индексом кристалличности. Кроме того, известно, что форма дифракционных максимумов зависит от размера и формы областей когерентного рассеяния (ОКР) в выбранном направлении [Вильсон, 1951]. Размеры областей когерентного рассеяния в направлении нормали к слоям и в пределах базисной плоскости кристалла определялись нами по методу Шеррера [Пинье, 1961].

Таблица 5

Структурно-кристаллохимические характеристики кембрийских МГГ

№ п/п	№ обр.	Параметр b элементарной ячейки, нм		% разбухающих слоев	К	ОКР, нм		Примесь
		эксп.	теор.			ОО	ОКО	
560	21-313	0,910	0,9104	7-12	0,53	19	15	а ⁺⁺⁺ , к, кв
562	18-267	0,907	0,9084	10-15	0,30	13	15	д ⁺⁺
563	17-259	0,911	0,909	10-15	0,53	13	15	к ⁺⁺ , а ⁺⁺
564	16-240	0,908	0,9097		0,32		15	д ⁺⁺ , хл?
568	18-268	0,910	0,909					
569	36/36	0,911	0,911	7-12	0,53	13	13	к ⁺⁺
574	34/34	0,911	0,911					
55	Исить	0,911	0,9105	10-15	0,38	13	17	к ⁺⁺ , кв ⁺ , д ⁺ , а ⁺
31	7118Б	0,905	0,906	13-18	0,4	14	15	к ⁺⁺ , а ⁺
571	Я-66-1	0,907	0,9094			14		хл ⁺
572	Я-67-1	0,908	0,9081	10-15	0,38	13	15	кв, к, а
67	А-81-4	0,911	0,911	8-13	0,38	17	16	д ⁺⁺ , а ⁺
33	Я-56-9	0,910	0,912	1-2	0,44	22	19	д ⁺⁺ , а ⁺
32	Сосновский затон	0,911	0,912	1-2	0,35	20	19	д ⁺⁺ , а ⁺

Примечание. а - апатит, к - кальцит, кв - кварц, д - доломит, хл - хлорит; +++ - выше 10, ++ - 5-10, + - меньше 5%.

Кембрийские минералы группы глауконита отличаются существенными вариациями химического состава [Николаева, 1977, 1981] (табл. 4). Структурные характеристики изученных образцов также достаточно разнообразны (табл. 5). Различия в химическом составе МГГ из разрезов западного и восточного типов заключаются в том, что к первым приурочены максимальные содержания магния, ко вторым - трехвалентного железа или алюминия. Такие изменения химического состава МГГ отражают специфику солевого состава морских вод и общей зональности нижнекембрийского бассейна. Глаукониты из гипсоносно-доломитового комплекса юго-западной части бассейна (разрез западного типа) - булайиниты [Николаева, 1977] - характеризуются весьма специфичным составом. В них содержится максимальное для этих минералов количество магния (до 1,0 ф.е. на половину элементарной ячейки), двухвалентного железа, лития и фтора. Количество разбухающих слоев в образце не превышает 1-2%. Размеры областей когерентного рассеяния по нормали к слою и в плоскости слоя составляют соответственно 22 и 18 нм и являются максимальными среди изученных МГГ. Коэффициент К = 0,35-0,44, наоборот, низкий, свидетельствующий о довольно значительном количестве дефектов упаковки в булайинитах.

В восточных частях бассейна содержания магния, калия и фтора в МГГ самые низкие, в разрезах переходного типа остаются промежуточными. Так, на крайнем северо-востоке (Оленекское поднятие, р. Хорбосуонка, обр. А-81-4)

Сибирской платформы из кесьюсинской свиты, а также в районе р. Лены глаукониты из томмотских отложений содержат 0,56–0,57 ф.е. магния на элементарную ячейку. МГГ из этой зоны (обр. А-81-4) практически не содержат фазовых примесей, характеризуются малой смещанослойностью (5–10%), высоким значением параметра $b = 0,911$ нм. Размеры областей когерентного рассеяния по направлению нормали к слою и в плоскости слоя составляют 16–17 нм (т.е. несколько ниже, чем в булайинитах), количество дефектов упаковки примерно на таком же уровне.

Содержание магния в МГГ из пестроцветной свиты и ее фашиальных аналогов (медвежинская и эмяксинская) колеблется от 0,30 до 0,41 ф.е. и приближается к содержанию магния в глауконите нормально-морских фаший нижнего кембрия [Николаева, 1981]. По графику, предложенному для расчета палеотемператур по содержанию магния [Николаева, 1981, рис. 26, Б], мы попытались оценить палеотемпературу раннекембрийского бассейна. Палеотемпературы в нормально-морской части кембрийского бассейна были не ниже 26°C , а в лагунной (разрезы западного типа) достигали 40°C и возможно более.

Содержание трехвалентного железа в глауконитах колеблется в широких пределах – от 0,48–0,64 ф.е. в Алданском районе до 1,21–1,35 ф.е. в глауконитах пестроцветной свиты и ее аналогов в районе среднего течения р. Лены и Западного Прианабарья. Высокожелезистые глаукониты приурочены к зоне морского течения (см. раздел 4.2). Они не только отличались высокими первичными содержаниями трехвалентного железа, но и испытали изменения по типу ожелезнения [Николаева, 1977] в результате конседиментационного перемыва осадков.

По структурным характеристикам (коэффициент K , параметр b и т.п.) МГГ также неодинаковы: одни хуже (Исиль), другие лучше окристаллизованы (21–313; 17–259). Глаукониты из разрезов переходного типа имеют сравнительно низкий параметр элементарной ячейки ($b = 0,908$ нм, обр. 18–267, 16–240) и содержат большее количество дефектов упаковки ($K = 0,3$) в структуре.

Содержание алюминия в октаэдрических позициях решетки глауконита испытывает более значительные колебания, нежели всех других элементов: 0,05–0,91 ф.е. Минимальным количеством алюминия отличаются глаукониты пестроцветной свиты и ее фашиальных аналогов в районе среднего течения р. Лены и Западного Прианабарья, где они приурочены к зоне морского течения. Максимальные содержания алюминия (до 0,91 ф.е.) отмечаются в глауконитах Алданского района. Параметр элементарной ячейки последних снижается до 0,908–0,905 нм. Количество разбухающих межслоев в структуре достигает 15–20%. Образцы загрязнены примесью кальцита, кварца (обр. 7118Б, Я-67-1), хлорита (обр. Я-66-1). Последний ($d_{001} = 1,435$ нм) обнаруживается в более алюминиевых по составу образцах ($b = 0,907$ нм). Отмеченные особенности химического состава минералов, а также примесь хлорита позволяют говорить о более близком расположении зоны их образования к Алданской суше по сравнению с другими изученными зонами распространения глауконитоносных отложений.

Таким образом, практически все изученные кембрийские глаукониты отличаются некоторой неоднородностью состава проб, наличием фазовых примесей (см. табл. 5). Часто наблюдается несоответствие значений параметра b элементарной ячейки, рассчитанного по данным химического анализа, с экспериментальными. Это может свидетельствовать о структурной и химической неоднородности минералов, подвергавшихся изменению по типу ожелезнения (р. Лена, Западное Прианабарье), алюминизации (Алданский район) или омагнивания (разрезы западного типа).

2.5. ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

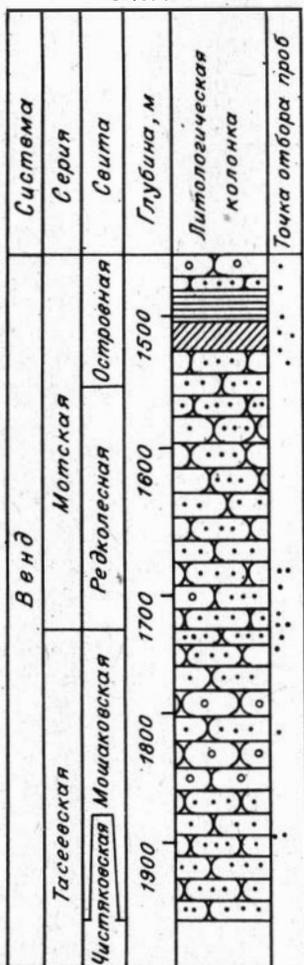
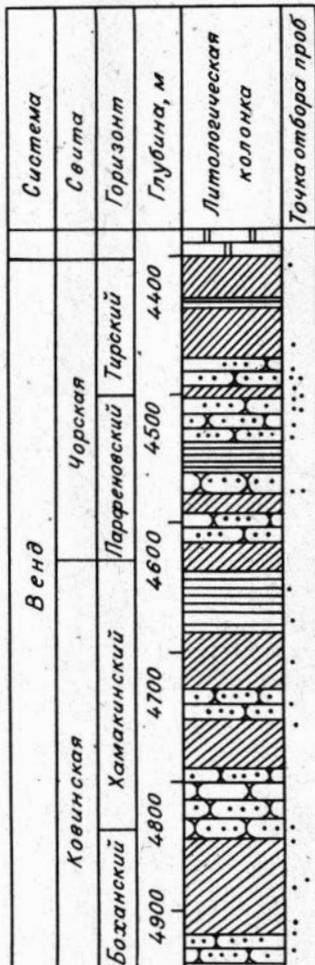
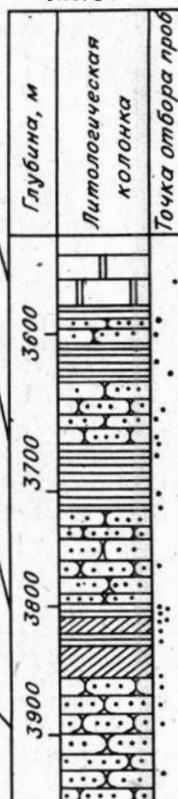
При выяснении особенностей накопления осадочных пород важно выделить такие характеристики слагающих минералов или минеральных ассоциаций, которые могут служить индикаторами определенных условий формирования и изменения этих отложений. Нами использовались данные, полученные с помощью рентгеновского, химического, спектрального анализов и электронной микроскопии. Эти распространенные виды анализа глинистых минералов дают необходимую для генетических построений информацию.

Для выявления структурных особенностей глинистых минералов проведена съемка разориентированных препаратов на отражение и ориентированных препаратов (насыщенных глишерином, прокаленных при 550°C в течение двух часов, обработанных однонормальной теплой соляной кислотой по методу косых текстур на установке ДРОН-1,5; Cu- анод, монохроматор, $V = 40 \text{ кВ}$, $I = 34 \text{ мА}$). При этом учитывались изменения значений межплоскостных расстояний, морфологии и интенсивности рефлексов на дифрактометрических кривых. Выполнен также полуколичественный рентгеновский анализ по методу простых коэффициентов и частично по методу Ю.С. Дьяконова [1971]. Дисперсность каждого минерала определялась по ширине рентгеновских линий, степень упорядоченности каолинита по графикам [Бриндли, 1965] - по разрешению дублетов 020, 110, $1\bar{1}1$, $1\bar{1}\bar{1}$, 021, 02 $\bar{1}$. Дефектность бруситового слоя в структуре хлорита выявлялась при прокаливании образца, дефектность межслоев и октаэдров в структуре гидрослюды - после обработки в однонормальной соляной кислоте. В результате установлено, что существует группа гидрослюд, для которых первое межплоскостное расстояние увеличивается от 0,998 до 1,090-1,140 нм после такой обработки. Вероятно, дефектные межслои с дефицитом калия гидратируются, что и обуславливает изменение дифракционной картины. Политипная модификация гидрослюды определялась по набору характерных рефлексов [Брэдли, Грим, 1965]. По рассчитанному параметру b (или значению межплоскостного расстояния d_{060}), отношению интенсивностей базальных отражений и изменению интенсивностей этих рефлексов после различных обработок делалось заключение о составе минерала.

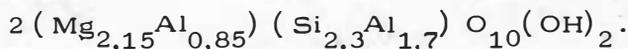
Электронно-микроскопические снимки получены на электронном микроскопе BS-613. В большинстве случаев увеличение на снимках составляет 14000 и 28000. Эти исследования дают представление о форме и размерах глинистых частиц. По размерам частиц выделены следующие группы: тонкодисперсная (0,1-0,2 μ), мелко- (0,2-0,5 μ), средне- (0,5-1,0 μ) и крупнопластинчатые (> 1 μ). К удлиненно-пластинчатой разновидности частицы относились в том случае, когда отношение ширины пластинки к ее длине превышало 1:6.

Проведенные исследования показали, что к типоморфным следует относить определенные наборы коррелирующихся признаков, каковыми для глинистых минералов в венд-нижнекембрийских отложениях Сибирской платформы, по нашему мнению, являются: политипная модификация, совершенство или дефектность структуры, химический состав, морфология частиц. Совокупность этих признаков положена в основу выявления закономерностей распределения ассоциаций глинистых минералов с целью восстановления обстановок осадконакопления венд-нижнекембрийских отложений (рис. 7).

Ассоциации глинистых минералов в Присаяно-Енисейской синеклизе. В отложениях, вскрытых Южно-Солнечной скв. 1, изучались глинистые фракции из крупно-среднезернистых песчаников мошакской, средне-мелкозернистых песчаников редколесной, аргиллитов и доломитов островной свит. В двух нижних свитах глинистые минералы представлены гидрослюдой - 80-95% и ди-триоктаэдрическим хлоритом - 5-20%. Гидрослюда политипной модификации $2M_1$, $b =$

Южно-Солнечная
скв. 1Ковинская
скв. 1Седановская
скв. 34

= 0,9006 нм, содержание K_2O = 4% (здесь и далее содержание K_2O приведено в пересчете на минерал, кроме особо оговоренных случаев). В этих же отложениях Д.Д. Котельников, Н.А. Солодкова [1977] отмечали также модификацию 1М. Характер дифракционной кривой, поведение при термической и химической обработках указывают на диоктаэдричность талькового слоя в структуре хлорита. Количество Al, замещающего Si в его структуре, определенное по значению $\sin \beta$ [Михеев, 1958; Бриндли, 1965], равно 1,7 ф.е. Тогда состав талькового слоя можно представить следующим образом:



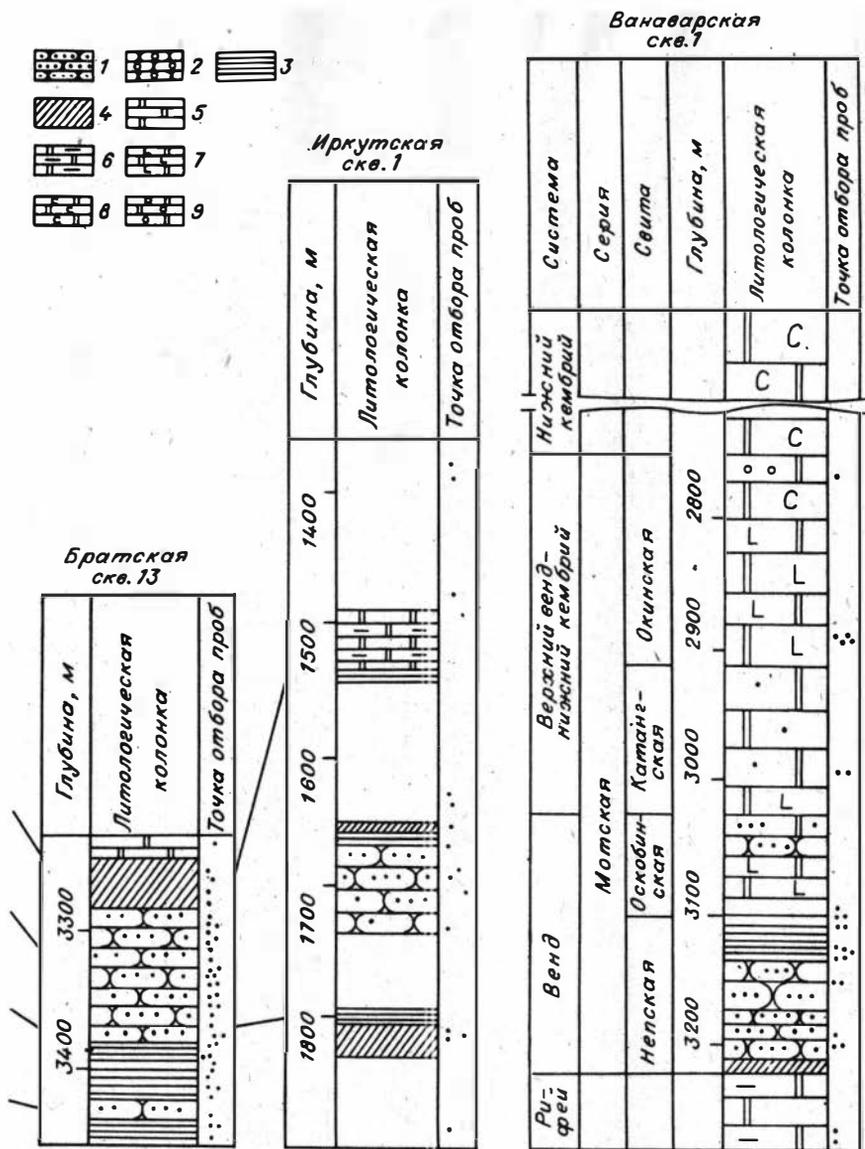


Рис. 7. Литогеологические колонки венд-нижнекембрийских отложений юга Сибирской платформы.

1 - песчаник мелкозернистый, 2 - песчаник средне-крупнозернистый, 3 - аргиллит, 4 - алевролит, 5 - доломит, 6 - глинистый доломит, 7-9 - доломитовые отложения (7 - с сульфатами, 8 - с солями, 9 - с примесью песчаного материала).

В островной свите в ассоциацию входят гидрослюда, содержащая K_2O 5-6% ($b = 0,9012-0,9024$ нм), и хлорит триоктаэдрический магnezияльный, содержание его во фракции достигает 50% ($b = 0,9216$ нм). Итак, в верхней части разреза значительно увеличивается количество хлорита, существенно ме-

Таблица 6

Структурные, морфологические и химические особенности глинистых минералов

Система	Свита	Ассоциация	Гидрослода			
			политип	b, нм	Дефектность межслоя	K ₂ O, %
Верхний венд, нижний кембрий	Катангская	Гидрослода, хлорит-монтмориллонит, хлорит		0,9018		5-6
		Гидратированный тальк, хлорит, гидрослода, магнезит Хлорит-монтмориллонит, гидрослода, хлорит, тальк Гидрослода, хлорит	2M ₁ +1M	0,9018 0,9006		7-8
Венд	Непская	Гидрослода, хлорит	2M ₁	0,9006	Бездеф.	4
		Гидрослода, хлорит, каолинит	2M ₁	0,8988-0,9006	Деф.+бездеф.	7-8
		Гидрослода, каолинит	2M ₁ +1M	0,9018	Деф.+бездеф.	2-4
Рифей		Гидрослода, кварц	2M ₁ , разруш.	0,9030	Деф.	7

няются его состав (от обогащенного алюминием к существенно магнизальному) и структура (от ди-триоктаэдрической до триоктаэдрической). Количество гидрослоды уменьшается, по составу она становится более железистой, содержит немного больше калия.

Ассоциации глинистых минералов в отложениях Катангской седловины. В этом районе нами изучались отложения, вскрытые Ванаварскими скв. 1-3 и Собинской скв. 5. В разрезах представлены разнообразные породы верхнего рифея, венда - нижнего кембрия (непская, оскобинская, катангская, окинская свиты). Результаты анализа ассоциаций глинистых минералов сведены в табл. 6.

Ассоциации глинистых минералов в отложениях Ангаро-Ленской ступени. Ниже рассматриваются глинистые минералы, выделенные из пород олхинской, чорской и катангской свит по профилю Ковинская скв. 1 - Седановская скв. 34-Братская скв. 13 - Иркутская скв. 1. Разрез Ковинской скв. 1 отличается по

Гидрослюда		Смешанослойный минерал		Хлорит		Каолинит	
Форма частиц	Размер, мкм	Отношение компонентов	d_{060} , нм	b , нм	Дефектность межслоя	Упорядоченность	Форма частиц
Мелкопластинчатая	0,1-0,3	0,5:0,5 0,9:0,1	0,1534				
Тонкодисперсная			0,1521				
Удлиненно-пластинчатая, изометричная		0,5:0,5	0,1527		Деф.		
Округлая				0,9240	Деф.		
Изометричная	0,3-0,7	Нет		0,9234	Деф.	+	Окатанная, обломанная
Изометричная + удлиненно-пластинчатая	0,5-0,8 0,5-1,0						Окатанная
Тонкодисперсная, неправильная	0,1	Нет					

минералогии от всех других отложений района: в боханском горизонте (чорская свита) в ассоциации с гидрослюдой политипной модификации $2M_1$, дефектным строением межслоя, $b = 0,9006$ нм, содержанием $K_2O \sim 6\%$ встречен ди-триоктаэдрический хлорит; в хамагинском горизонте с более железистой ($b = 0,9018$ нм) гидрослюдой и магнезиально-железистым хлоритом - каолинит в количестве от 5 до 25%. Самыми монотонными по составу являются фракции $< 0,001$ мм песчаников Братской скв. 13, относящихся к отложениям внутренней части бассейна. Преобладающий минерал - гидрослюда; в боханском и хамагинском горизонтах политип $2M_1$, в парфеновском - $2M_1 + 1M$; $b = 0,9000-0,9006$ нм, содержание K_2O 4-5%. В отложениях Иркутской скв. 1, самой близкой к источнику сноса, отмечена частая смена ассоциаций по разрезу и обогащенность неглинистыми минералами тонкой фракции. Для парфеновского

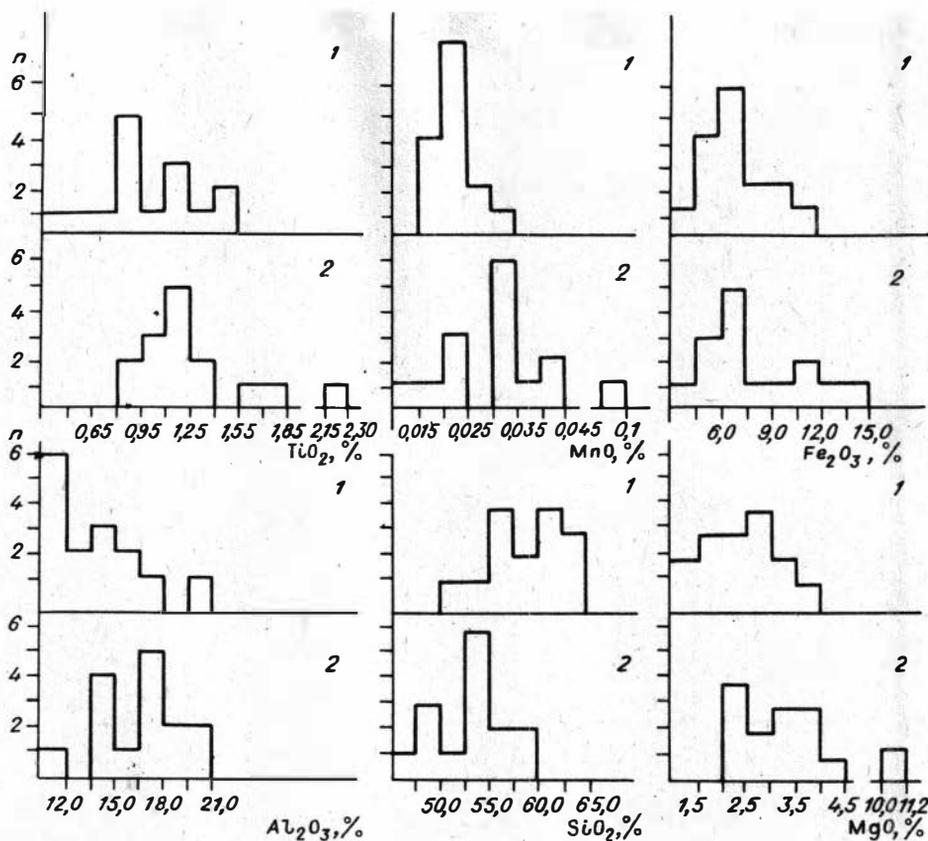


Рис. 8. Диаграмма распределения породообразующих элементов в разрезах восточного и переходного типов.

1, 2 - отложения (1 - морские, 2 - лагунные).

горизонта Ангаро-Ленской ступени характерна аутигенная удлиненно-пластинчатая гидрослюда политипной модификации 1M, для тирского - двухкомпонентная ассоциация гидрослюда + хлорит. Гидрослюда тонкодисперсная, политип 2M₁, $b = 0,9006-0,9012$ нм. Содержание хлорита возрастает от 5 (Ковинская скв. 1) до 60-80% (Братская скв. 13), в этом же направлении растет его магнезиальность.

Ассоциации глинистых минералов района Алданской антеклизы. Исследовалась глинистая фракция пород двух групп обнажений, вскрывающих отложения Атдабанского рифоида (см. раздел 4.2). Проведен детальный анализ ассоциаций глинистых минералов для каждой биостратиграфической зоны, построена гистограмма распределения элементов по двум выборкам, объединяющим 15 образцов (рис. 8).

Выявлены следующие особенности: каждой зоне соответствует определенная ассоциация глинистых минералов; в отложениях морского типа гидрослюда по составу менее железистая, содержит немного меньше калия (на 2-3%), имеет меньший размер частиц, чем гидрослюда из отложений зарифоидной впадины и барьерной зоны ($b = 0,9012-0,9304$ нм); только в морских отложениях

встречены каолинит и магнезиально-железистый хлорит в количестве до 10%; в зоне рифоида хлорит либо дефектный ($b = 0,9234$ нм), либо смешанослойный ($W_{\text{кл}} : W_{\text{м}} \sim 0,8:0,2$) при некоторой тенденции к упорядоченности чередования слоев в структуре ($p_{\text{мл}} \sim 0,2$ Г Дриц, Сахаров, 19767), $d_{0,60} = 0,1532$ нм: Содержание хлорита во фракции $< 0,001$ мм достигает 30–40%. Количество хлорита и разбухающих слоев в смешанослойном образовании увеличивается от центральной зоны рифоида в сторону барьера.

Состав минералов глинистой фракции меняется снизу вверх по разрезу, в томмотских отложениях (у пос. Малькан) много хлорита (30–40%) наряду с гидрослюдой, полевым шпатом и кварцем. Вверх по разрезу содержание хлорита убывает (до 10%), структура его становится дефектной и разбухающей. В верхней половине разреза отмечается каолинит, он установлен в разрезах восточной части территории, но не исключается и на западе, так как коллекция исследованных образцов невелика. Следует отметить, что все глинистые фракции обогащены тонкодисперсным кварцем (5–35%), а в синской свите и калиевым полевым шпатом (5–15%). В разрезах зарифоидной части в отложениях пестроцветной свиты развит гематит, а в зонах *Nochoroicyathus kokoulini* и *Fansycyathus lermontovae* – гетит, тогда как в отложениях нормально-морских вплоть до синской свиты встречен только гематит.

Таким образом, с запада на восток на территории рифоида отмечаются изменения состава ассоциаций глинистых минералов и распределения элементов, что может быть связано как с удалением от источника сноса глинистых минералов, так и влиянием дополнительного источника на востоке.

2.6. КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОД

Задачей настоящего исследования является разработка структурно-минералогической классификации пород на основе единого подхода к идентификации минеральных индивидов и их агрегатов [Николаева, 1983а], а также к идентификации пород терригенных и карбонатных. Выделяются типы пород, переходные и дополнительные разновидности. Замечено, что типы пород и переходные разновидности различаются по положению в разрезе (подробнее см. в разделе 3.3). Классификация строго формализована и может быть использована для обработки петрографического материала математическими методами, с помощью ЭВМ.

До последнего времени петрография осадочных пород остается описательной наукой, не поддающейся математической обработке. Описательный характер науки требовал образного запоминающегося языка, насыщенного эпитетами, метафорами и синонимами. Последние особенно затрудняют логическую обработку материала. Кроме того, исследователи по-разному подходят к выделению типов в генетических группах терригенных и биохемогенных пород: если в первой типе пород выделяются по структурно-минералогическим, то во второй – нередко по структурно-генетическим признакам; резко различается терминология этих классификаций.

Большинство исследователей, занимающихся классификацией, в качестве признака первого ранга принимают генезис. Так, Г. Розенбуш [1934] делит осадочные породы на кластические (обломочные) и преципитаты (химически осажженные); М.С. Швецов [1958, 1968] – обломочные, глинистые, химические и биохимические, каустобиолиты, смешанные; Г.Ф. Крашенинников [1968] – обломочные, глинистые, химические и биохимические; Л.В. Пустовалов [1940] – продукты химической и механической дифференциации, смешанные

продукты осадочной дифференциации и продукты эпигенеза. Перечисленными выше работами (несмотря на то, что они посвящены классификациям) фактически заложены основы генетической систематики осадочных пород, в них соблюдаются основные требования систематики [Николаева, 1983].

Систематическими генетическими признаками пород, как нам представляется, могут служить: способ образования (терригенный, хемогенный, биохемогенный, органогенный, биогенный); степень соответствия породообразующей минеральной ассоциации осадочной фазе (однофазные, когда среда образования минерала является средой его отложения, двух-, трех- и полифазные); стадии осадочного процесса (седиментационные, диагенетические, катаметаболитические, выветривания).

Порода, состоящая из обломков (изверженных, метаморфических или осадочных пород), представляет собой, по сути дела, образование, которое можно назвать гиперпородой. Структура и форма тела гиперпороды не отражают первичных процессов образования составных частей и минералов. В этом заключается главная особенность обломочных пород, включая терригенные [Бровков, Могилев, 1965].

Наименее удачными представляются автору широко распространенные за рубежом структурно-генетические классификации хемогенных и биохемогенных пород [Уилсон, 1980; Dunham, 1962; Folk, 1959]. Такие классификации как бы включают в себя два разных этапа исследований - петрографический и генетический [Шатский, 1960]. Это ведет к недоработке как первого, так и второго [Николаева, 1983а, б]. Например, строматолитовые карбонатные породы подавляющим большинством исследователей рассматриваются как структурный тип породы, тогда как на самом деле это определение геологического тела и его генетической принадлежности; структура карбонатных пород строматолитов обычно пелитово-, алевритово- и реже псаммитовозернистая. Одной из наиболее распространенных групп карбонатных пород, называемых пелитоморфными, микрозернистыми или микритами (пелитово- и алевритовозернистыми, в нашем понимании), приписывают обломочное, хемогенное или биохемогенное происхождение, но критерии различия таких, казалось бы, разных генетических типов пород обычно не указываются. Вопрос, в какую группу пород - обломочных или хемогенных - относить известняки, фосфориты, бокситы, глауконит и др., если они подвергаются постседиментационному перемыву, остается дискуссионным и нередко одним и тем же автором решается по-разному. Например, М.С. Швецов [1968, с. 17] пишет: "Известковую породу, сложенную в большей части обломками известняков, во многих случаях правильнее считать обломочной", а породы химической дифференциации (боксит, фосфорит), подвергшиеся механической переработке, обломочными не считаются (Там же, с. 22).

Отмеченные терминологические особенности отражают реально существующие методические затруднения в диагностике генетических типов пород, что и показывают структурно-генетические классификации. Решающим условием для выводов о генезисе может быть положение породы в разрезе, т.е. парагенезисы пород и формы слагаемых породных тел. О необходимости создания структурно-минералогических классификаций постоянно говорится в работах последних 20-30 лет, но исследователям не всегда удается избавиться от традиционных генетических терминов. Все это привело нас к выводу о необходимости составить рабочую классификацию по строгим формальным признакам: минеральному составу и структурным особенностям.

Структура породы (табл. 7) имеет два уровня организации, обусловленные разными факторами. Первый уровень соответствует минеральным индивидам, т.е. выделению вещества в минеральную фазу, образование которой зависит от физико-химических параметров среды; второй - формированию минеральных агрегатов и таким образом всей структуры пород. Последний отражает интервал изменения физико-химических, а также гидродинамических параметров среды

Таблица 7

Классификация минеральных индивидов, их агрегатов и структур пород

Минеральный индивид			Агрегаты минеральных индивидов	
Тип	Размер, мм	Название размерной фракции	с неограниченным контуром	с ограниченным контуром
Кристаллы (кристаллиты), зерна (частицы)	0,001-0,003 0,003-0,005 0,005-0,01	Мелко-, средне- и крупнопелитовый	Однородно-зернистый	Оолиты; ооиды; сферолиты; катаграфии; кустики, комки и трубочки цианобактерий; раковины; пятна микрослойки; жилки; отрицательные формы
	0,01-0,03 0,03-0,05 0,05-0,10	Мелко-, средне- и крупноалевритовый		
	0,1-0,25 0,25-0,50 0,50-1,0	Мелко-, средне- и крупнопсаммитовый		
	1,0-2,50 2,50-50 50-100	Мелко-, средне- и крупнопсефитовый		
			Структура	
			простая	сложная

минералообразования на стадии отложения осадка, а также преобразования породы. Стадии образования этих двух типов элементов структуры породы могут быть значительно разделены как в пространстве, так и во времени. Особенно это касается гиперпород и пород, претерпевших постседиментационные изменения. По форме индивиды делятся на две разновидности: имеющие огранку - кристаллы (ромбоэдри, призмы, шестоватые, пластинчатые, игольчатые и т.п.) и не имеющие огранки - зерна (округлые, овальные, угловатые и т.п.). Кристаллы размером менее 0,01 мм называются кристаллитами, а зерна того же размера - частицами. Второй элемент (уровень) организации структуры породы - агрегаты кристаллитов, а также кристаллов, зерен, частиц. Распознаются два типа агрегатов: с четко ограниченными и с неограниченными контурами. Среди агрегатов с четкими контурами различаются сферолиты, оолиты, комки, желваки, раковины и их детрит. Агрегаты с неограниченными контурами представляют собой основную массу или цемент породы и различаются по форме и размеру слагающих их минеральных индивидов: пелитово (алевритово и т.п.) кристаллические или зернистые. Агрегаты с нечеткими контурами - пятна и микрослойки; размер первых колеблется в пределах десятых долей миллиметра - первых миллиметров (возможно, более), мощность микрослойков составляет обычно сотые и десятые доли миллиметра. Структурообразующими в изученных отложениях могут быть все типы перечисленных агрегатов (табл. 8). Агрегаты различаются также по сложности строения: простые (зернистые), состоящие из однородных индивидов одного минерала; усложненные, состоящие из разных индивидов одного или разных минералов, не имеющих четких границ внутри агрегата; сложные - четко ограниченные агрегаты разных минералов или разные агрегаты одного минерала. По агрегатам различаются структуры: простые и сложные, первые - однородные и вторые - неоднородные (см. табл. 7). В простых структурах, представляющих собой агрегат с неограниченными контурами, элементом является минеральный индивид одного типа (кристалл, зерно, кристаллит, ча-

Таблица 8

Характеристика главнейших типов изученных пород

Минеральный состав	Структура агрегата					Минеральный индивид в агрегате
	однородная зернистая	псаммитово-оолитовая, сферолитовая	псаммитово-оолитовая, комковатая	псефитово-псаммитовые трубки	микрослойчатая	
Кальцит	АЛЗ ПСК	ПЛЗ-АЛЗ	ПЛЗ ПЛЗ-АЛЗ	ПЛЗ ПЛЗ-АЛЗ ПЛЗ-АЛЗ-ПСК	АЛЗ АЛЗ АЛЗ-ПСК	ПЛЗ АЛЗ ПСК
Доломит	АЛЗ ПСК	АЛЗ-ПСК	АЛЗ-ПСК	-	АЛЗ-ПСК	-
Кварц	АЛЗ ПСК	АЛЗ-ПСК	АЛЗ-ПСК	АЛЗ-ПСК	АЛЗ АЛЗ-ПСК+ПСК	-

стица). Усложненные структуры слагаются нечетко ограниченными агрегатами двух типов или более. Сложные структуры составлены агрегатами с четко ограниченными контурами (либо такими в сочетании с агрегатами простых и усложненных структур). Простые структуры являются одновременно и однородными, усложненные и сложные - неоднородными.

Простые структуры встречаются среди пород различного происхождения: терригенных и биохомогенных. Они наименее информативны в генетическом отношении. Для решения вопроса о происхождении необходимо изучить форму тел и положение их среди других пород.

Минералы по роли в породе обычно разделяются на две группы: породообразующие (главные и второстепенные) и аксессуарии (менее 5%). К последним относятся терригенные минералы так называемых тяжелой и легкой фракций, а также некоторые аутигенные (диагенетические и катагенетические).

В основу выделения классификационной единицы - типа - положен принцип преобладающего компонента (состава и структуры); абсолютное его значение должно быть более 51%, чтобы порода относилась к определенному типу (см. табл. 8). При отсутствии преобладающего компонента выделяются разновидности пород, которые называются переходными. В классификации данная группа пород занимает вполне определенное место, рангом ниже типа, и мы приравниваем ее разновидности. Такие разновидности выходят за пределы одного типа, поэтому мы относим их к группе переходных (разновидностей) в отличие от дополнительных. Переходные разновидности характеризуются двухкомпонентным - в сумме не менее 70% (или 35+5% каждого), трехкомпонентным - не менее 80%, четырехкомпонентным - 84%, пятикомпонентным - 87%, шестикомпонентным - не менее 90% и т.д. составом. Для переходных разновидностей пород нами принимаются двойные, тройные и т.д. названия, например глина-песчаник, алевролит - известняк - доломит. Признаки,

по которым различаются дополнительные разновидности пород, объединяются в три группы: минеральный состав (5–25%); форма и размер минеральных индивидов или их агрегатов (5–25%), отрицательные структуры – поры, каверны, трещины, стилолитовые швы и т.п.

К характеристике состава и структуры пород следует добавить заключение о последовательности минералообразования, на основании чего можно предполагать первичный состав породы и характеризовать процессы преобразования.

Следует обратить внимание на тот факт, что в классификациях осадочных пород одинаковые размерные фракции зерен называются по-разному в зависимости от того, какого происхождения породы: терригенные или биохеогенные, что вряд ли можно признать оправданным. В связи с этим еще раз обратим внимание на не вполне удовлетворительное состояние классификации, в частности, карбонатных пород (табл. 9). В классификациях, представленных отечественными и зарубежными исследователями, прослеживаются многозначность терминов, принятых для обозначения одной размерности кристаллов, и различие названий однотипных фракций в карбонатных и терригенных породах. Для таких элементов структуры, как комки, ооиды, оолиты, раковины, остатки водорослей, размер обычно не отмечается. Нередко не расшифровываются значения такого термина, как разнозернистые структуры. Опыт работы с карбонатными отложениями и рассмотренные классификации показывают, что в характеристике карбонатных и терригенных пород, иногда необходимо различать размеры более мелко, чем классы пелитовых, алевритовых, псаммитовых и псефитовых структур. Для терригенных пород это достигается использованием терминов мелко-, средне- и крупнопелитовые, алевритовые, псаммитовые и псефитовые. Совершенно очевидно, что для карбонатных пород эти структурные термины чрезвычайно полезны, поскольку в основном они необходимы для решения генетических вопросов: вопросов деградации и перемыва, перекристаллизации и замещения. Однозначные структурные термины также важны при детальной послойной характеристике строения разрезов карбонатных отложений. Непонятно, почему в классификациях карбонатных пород до настоящего времени мы используем названия структур, которые должны учитывать генетические особенности пород, вместо того, чтобы служить инструментом для доказательства генезиса. В последнем случае полезно иметь строго формализованную структурную классификацию, к каковой ближе всего стоит структурная классификация терригенных пород. Поэтому мы полностью разделяем принцип классификации карбонатных пород, предложенный В.И. Поповым [1973] (см. табл. 9). Однозначность структурных терминов важна для выявления динамического фактора в генезисе карбонатных и тесно ассоциирующих с ними терригенных пород. Наконец, однозначность структурных терминов для пород любого состава и генезиса важна в связи с использованием ЭВМ для обработки большого фактического материала, необходимого для создания моделей карбонатного (и любого иного) типа осадконакопления, а также моделей бассейновой седиментации.

Мы полагаем, что строгая классификация пород должна быть положена в основу как фашиального, так и формационного анализов, на что в литературе указывалось неоднократно [Шатский, 1960, 1965; Херасков, 1967]. Общие задачи петрографических исследований нам представляются следующим образом: 1) выявление существенных признаков пород, на основе которых можно создать их формальную классификацию (см. табл. 8); 2) определение соотношения формальных и диагностических признаков при полевых исследованиях; 3) установление значения формальных признаков для выделения парагенезов пород, а также для генетических и формационных построений.

Таблица 9

Классификация карбонатных пород по данным отечественных авторов

Размер частиц карбоната, мм	М.С. Швецов [1958]	Г.И. Теодорович [1958]	И.В. Хворова [1958]	В.Б. Татарский [1959]	П.А. Вингисаар и др. [1965]
<0,001	Колломорфные	Скрытокристаллические	Криптозернистые или пелитоморфные	Коллоиднозернистые	Скрытокристаллические
0,001-0,005 0,005-0,01	Афанитовые	Микрозернистые	Микрозернистые	Тонкозернистые	Микрокристаллические
0,01-0,05	Микрозернистые	Тонкозернистые	Тонкозернистые	Мелкозернистые	Тонкокристаллические
0,05-0,1	Мелкозернистые	Очень мелкозернистые		Среднезернистые	
0,1-0,25	Среднезернистые	Мелкозернистые	Мелкозернистые	Крупнозернистые	Мелкокристаллические
0,25-0,5	Крупнозернистые	Среднезернистые	Среднезернистые		Среднекристаллические
0,5-1,0		Крупнозернистые	Крупнозернистые	Грубозернистые	Крупнокристаллические
1,0-10	Грубозернистые	Грубозернистые	Грубозернистые		Не опр.
10 - 100	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
> 100	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

Ю.В. Давыдов [1975]	Н.А. Архангельская и др. [1960]	Е.В. Дмитриева и др. [1968]	Силур Эстонии [1970]	Н.В. Логвиненко [1984]	В.И. Попов [1973]
Пелитоморфные	Скрытозернистые	Пелитоморфные	Скрытокристаллические	Пелитоморфные или криптокристаллические	Карбоилы (пелитоморфные)
Микрозернистые	Микрозернистые		Микрокристаллические	Микрозернистые	
Тонкозернистые	Тонкозернистые	Мелкозернистые	Тонкокристаллические	Мелкозернистые	Карбоалевриты (карбоалевролиты)
Мелкозернистые	Мелкозернистые				
	Среднезернистые	Среднезернистые	Мелкокристаллические	Среднезернистые	Карбопески (карбопесчаники)
Среднезернистые	Крупнозернистые		Среднекристаллические		
Крупнозернистые	Грубозернистые		Крупнокристаллические	Крупнозернистые	
Не опр.	Не опр.	Крупно- и грубозернистые	Не опр.	Грубозернистые	Карбогравий (карбогравелиты)
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Карбогалечники, карбошебни
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Карбовалунники

Общепринятые методики изучения состава и закономерностей наслоения осадочных отложений отсутствуют, поэтому следует остановиться на характеристике нашей методики, после чего мы перейдем к непосредственному изложению результатов изучения разрезов нижекембрийских отложений. Послойное описание разреза и детальное петрографическое исследование являются базой для изучения закономерностей наслоения в разрезе и состава осадочных отложений [Вассоевич, 1948, 1950, 1951; Вистеллиус, 1966; Романовский, 1977]. Однако, несмотря на то, что литологи проводят, как правило, детальное послойное описание разрезов осадочных отложений и детальное изучение их петрографического состава, изучение закономерностей наслоения описанием разрезов в большинстве случаев заканчивается. Изучение цикличности и ритмичности в наслоении отложения обычно проводится другими исследователями и нередко без петрографического анализа. Изучая карбонатные отложения, мы пришли к заключению, что закономерности их наслоения можно выявить только на основе петрографического анализа, с учетом палеонтолого-палеоэкологических данных.

3.1. МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ СОСТАВА И ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ НАСЛОЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Основополагающими по стратификации осадочных отложений являются работы Н.А. Головкинского, И. Вальтера, М.В. Ломоносова, которые отметили ведущую роль миграции береговой линии в образовании слоистости, т.е. миграцию фаций в связи с трансгрессиями и регрессиями моря. Следует заметить, что многие специалисты по общей геологии употребляют термин "слоистость" в смысле стратификации толщ и слоев, а не для обозначения текстурных признаков слоя, как принято в работах литологов (в том числе и в нашей) при восстановлении динамических параметров среды седиментации [Лустовалов, 1940; Страхов, 1960; Ботвинкина, 1962; Рухин, 1959]. Если другими авторами термин употребляется для обозначения стратификации, мы заключаем его в кавычки.

Н.Б. Вассоевич выделил два типа "слоистости": миграционную, возникающую в результате миграции береговой линии (и миграции фаций) под действием тектонического фактора, и мутационную, имеющую чисто седиментационное происхождение (при стабильной береговой линии). По мнению С.И. Романовского, мутационная стратификация может быть сопряжена с длительными паузами в осадконакоплении. Скорость осадконакопления может варьировать в широких пределах.

Задачи изучения строения разрезов осадочных отложений в общем виде сформулированы С.И. Романовским [1977]: расчленение разрезов по выявленным признакам с выделением пачек однородного и однонаправленного строения; выявление скрытых периодичностей в наслоении пород, оценка отклонений от устойчивого режима осадконакопления и реконструкция частот колебательных движений; обоснование экстраполяции закономерностей строения разрезов и принципов корреляции отложений.

Главной задачей изучения состава осадочных отложений Н.Б. Вассоевич [1950] считал выявление закономерностей дифференциации вещества. Без детального изучения минералого-петрографического состава осадочных отложений невозможно корректное решение и этой проблемы.

Н.Б. Вассоевич [1950] подчеркивал, что классическая схема дифференциации осадочного вещества, рассмотренная в работах Н.М. Страхова, Л.В. Пустановалова, Л.Б. Рухина, Н.Б. Вассоевича и др., многократно усложняется в природе. Способ доказать на конкретных разрезах общую направленность осадочной рассортировки и ее осложнения Н.Б. Вассоевич видит в изучении "стратификационных текстур". Элементами низшей категории стратификационных текстур являются слой, пласт, слоеватость, слойчатость, а высшей категории – одно- и многослой. Явление многослойности нередко совпадает с представлением о ритмической, циклической "слоистости". Понятие о многослойности "является весьма важным, так как подавляющее большинство осадочных образований... действительно характеризуются периодической (ритмической) слоистостью" [Вассоевич, 1950, с. 109–110]. И еще "... способ образования многослоев принципиально был один и тот же. Во всех случаях факторы, управляющие седиментацией, испытывали периодические изменения, которые можно назвать также колебательными" (Там же, с. 110), что в равной степени относится как к тектоническим движениям, так и к климатическим явлениям. И далее «... из путей миграции выпадает ряд продуктов рассортировки ... в форме наслоев. Они естественным путем объединяются в определенный набор осадков, характеризующихся определенной общностью. Каждый такой набор обособляется от смежных наборов, образуя закономерные их сочетания ("повторы", "циклы"), которые можно назвать многослоями (в широком смысле слова). Простой многослой характеризуется однонаправленностью процесса осадочной рассортировки, а в случае разной направленности различаются два простых многослоя – прогрессивный и регрессивный, чисто условно, как в электричестве знак плюс или минус».

Из изложенных представлений Н.Б. Вассоевича о наборах осадков можно сформулировать следующие задачи изучения конкретных случаев: выделение наиболее полного набора пород, соотнесение его с идеальным типом предлагаемой Н.Б. Вассоевичем схемы; изучение трансформаций наборов пород, их усложнений и упрощений; корреляция мощностей элементов полного набора и трансформированных его разновидностей, выявление генетической связи главных элементов набора, а также причин трансформации набора; картирование однотипных наборов пород с указанием средней мощности набора и числа повторений, а также средних мощностей преобладающего элемента набора.

Задачи изучения терригенных отложений на основе теории слоенакопления можно решать с использованием математических методов [Романовский, 1972]. Седиментологические задачи включают реконструкцию динамических условий осадконакопления, картирование стабильности слоенакопления и ее изменение во времени, а стратиграфические – оценку условной длительности и синхронизацию сопоставленных частей разреза, допускают контроль объемов и границ местных стратиграфических подразделений (свит, подсвит и т.п.). Палеотектонические задачи решаются на основе ритмолитологического анализа осадочных отложений и оценки стабильности слоенакопления, позволяющих выявить закономерности колебательных движений земной коры и связь с ними процессов слоенакопления [Романовский, 1968; Гроссгейм, Романовский, 1971].

Анализ породных ассоциаций позволил обосновать методы поиска акцессорных пород, которые имеют нередко важное практическое значение как полезные ископаемые. Он сыграл важную роль в разработке теоретических основ формационного анализа при тектоническом районировании крупных территорий [Тектоника Евразии..., 1960; Херасков, 1967], выявлении закономерностей распределения осадочных формаций и связанных с ними полезных ископаемых [Хворова, 1963; Шатский, 1965; Анатольева, 1972]. "Определенные типы пород, чередуясь в разрезе, образуют характерные сочетания, которые можно назвать элементарными породными ассоциациями. Каждая элементарная породная ассоциация отличается от другой набором входящих в нее пород и особенностями их чередования, или стратификацией" [Хворова, 1963; с. 13–14].

Знание породных ассоциаций необходимо для характеристики формаций. "Изучение их (ассоциаций; пояснение авторов. — И.Н.) помогает установить механизм и условия осадконакопления. Здесь, по существу, мы начинаем раскрытие парагенеза". Далее И.В. Хворова пишет о возможности группирования элементарных породных ассоциаций в более крупные единицы — литологические комплексы и формации.

На необходимость органического соединения петрографического, парагенетического и генетического анализов в последнее время стали серьезное внимание обращать все ведущие литологи нашей страны, показателем чего являются систематические рабочие совещания, посвященные методикам и методологии формационного анализа осадочных отложений (Ташкент, 1982; Москва, 1985). Изучению формаций придается большое значение в тектонике, петрографии, а также в литологии в связи с выявлением закономерностей размещения, условий образования, периодичности и направленной изменчивости во времени осадочных отложений и связанных с ними полезных ископаемых. Однако нет единообразия в определении терминов, используемых в формационном анализе. Так, Парагенезом называется и закономерная повторяемость пород в разрезе [Херасков, 1967]. Установление парагенеза, следовательно, заключается в выявлении повторяемости пород, признаков, сближающих породы в закономерную ассоциацию, объема и границ ассоциаций. Сопроисхождение как признак парагенеза пород [Хворова, 1963] здесь не учитывается. Различаются три типа ассоциаций пород, сочетание которых обеспечивает разнообразие строения формаций: однородных, равномерного переслаивания пород разных типов, направленной смены пород. Различия ассоциаций устанавливаются по смене состава пород, причем, чем более резкая смена, тем более четкая граница. Как отмечено выше, можно различить ассоциации пород разного ранга, однако эмергентные свойства их пока что не определены. Формация выделяется эмпирически обычно как наиболее крупное образование, которое может подразделяться на подформации, комплексы, пачки, слои и т.п., однако признаки сходства и различия этих подразделений тоже требуют разработки. Для характеристики формаций существенное значение могут иметь формы и размеры их тел. Таким образом, суммируя основные принципы изучения состава и строения формаций, следует подчеркнуть, что они являются общими и необходимыми для изучения фациальных особенностей осадочных отложений и обстановок их образования. Поэтому нам представляется, что одни и те же данные о составе и строении природных тел могут быть положены в основу детальных как тектонических, так и палеогеографических построений. Особенно важно комплексное изучение осадочных отложений в связи с отмеченной Н.Б. Вассоевичем и многими другими исследователями конвергентностью влияния динамического, климатического и тектонического факторов.

Не ограничивая возможность применения парагенетического (формального) анализа пород рамками формационных исследований, Н.С. Шатский [1965, с. 53] наиболее четко сформулировал эту проблему в связи с развитием учения об осадочных формациях: "Геологическими формациями мы называем такие естественные комплексы, сообщества или ассоциации горных пород, отдельные части которых (породы, слои, отложения) тесно парагенетически связаны друг с другом как в возрастном (переслаивание, последовательность), так и в пространственном отношении (фациальные смены и др.)"

... Если минералы — парагенезы элементов, горные породы — парагенезы минералов, то геологические формации — парагенезы горных пород". Генетические типы отложений Н.С. Шатский понимает тоже как ассоциации горных пород, свидетельствующие об определенных условиях их образования. Формации, как правило, могут включать в себя несколько генетических типов отложений,

т.е. они могут быть единицами более крупного таксономического ранга, нежели генетические типы отложений. Однако формации могут оказаться частями крупных ландшафтно-палеогеографических типов отложений. Общепринятая методика выделения сонахождений пород отсутствует. Вот как описывает парагенез пород Н.С. Шатский [1965, с. 178-179]: "Верхняя формация - это верхне-каменноугольные известняки. Парагенез их совершенно специфичен: это карбонатные красные глины, красно-пестрые песчаники, которые встречаются отдельными линзами и подстилают эту формацию. Много красных мергелей, много доломитов, причем различного типа, из которых одни располагаются по окраинам формации, а другие встречаются в самой серии вне зависимости от распространения лагунных пород. Далее, здесь встречаются в некоторых местах следы каких-то сульфатных образований, своеобразные глины, палыгорскит, флюорит". В этой работе Н.С. Шатский большое внимание уделяет вопросу о том, какого ранга таксоны систематики пород должны использоваться в формационном анализе. Как видно из приведенной цитаты, а также из других статей, Н.С. Шатский [1965] считал, что парагенезы следует выделять не на уровне генетических классов пород (терригенных, хемогенных) и не на уровне групп пород (карбонатные, кремнистые или известняки, доломиты, песчаники и т.д.), а на уровне типов пород (например, "доломиты различного типа", "своеобразные глины" и т.п.), а также с учетом характерных разновидностей пород (с сульфатами, палыгорскитом, флюоритом и т.п.). Типы пород положены в основу выделения парагенезов пород и формаций группой сотрудников, развивающих формационные исследования осадочных толщ под руководством академика А.Л. Яншина: А.И. Анатольевой [1972], М.А. Жарковым, Т.М. Жарковой [1969], В.В. Параевым [1973], В.В. Благовидовым [1978]. В настоящей работе выделяются породные ассоциации на уровне типов и переходных разновидностей пород, рассмотренных в разделе 2.6.

Прежде чем приступить к изложению материала, необходимо дать определение типов элементарных сочетаний пород (табл. 10). В изученных разрезах (как, по-видимому, и вообще в осадочных толщах) можно выделить сонахождения пород одного, двух, трех и более типов или переходных разновидностей пород, которые мы считаем ассоциацией одно-, двух-, трехпородной (двух-, трехкомпонентной). Ассоциация, состоящая из породы одного типа, называется вырожденной, она, вероятно, может соответствовать монослою Н.Б. Вассоевича, тогда как все другие типы ассоциаций отвечают его многослою и являются полноразвитыми.

Выделение парагенезов карбонатных пород в нашем анализе базировалось на выявлении последовательности минералообразования, на основе чего различались породы первичные (известняки) и вторичные (обычно доломиты, образовавшиеся по известнякам разных типов). По реликтам последних была сделана попытка восстановить их первичные состав и структуру, однако иногда первичный состав можно было предположить только по форме тел, положению в разрезе и породным ассоциациям. Породные ассоциации после такого анализа были разделены на породные парагенезы первичные и вторичные, отвечающие составу ассоциаций первичных и вторичных пород соответственно (см. табл. 10).

Ассоциации пород в осадочных толщах непрерывно сменяют друг друга как в разрезе, так и на площади. Объединить их в более крупные сочетания можно было бы с большим основанием в том случае, когда есть возможность установить для ассоциаций общие признаки или эмергентное свойство, либо генетическую общность. Прежде чем выявить общие признаки, необходимо провести исследование природы породных сочетаний и закономерностей их появления в разрезе - генетический анализ. Отсюда следует вывод, что выделение породных ассоциаций и их наборов является методом изучения закономерностей

Таблица 10

Элементарные сочетания пород в разрезе и их признаки

Принцип выделения	Породная ассоциация (ПА)	Набор породных ассоциаций (НПА)	Парагенез породных ассоциаций (ППА)
По числу компонентов, членов	Двухкомпонентная	Двухчленный	Двухчленный
	Трехкомпонентная	Трехчленный симметричный (четырёх-шестичленный)	Трехчленный симметричный
По составу пород	Из пород одного типа или одной переходной разновидности - выродженная	Из однотипных Павыродженный	Из однотипных Павыродженный
	Из двух, трех типов и/или переходных разновидностей пород - полно развитая	Из двух и трех типов ПА - полно развитый	Из двух, трех типов ПА - полноразвитый
По строению	Прямая последовательность, обратная последовательность	Упорядоченный (включает выроджденные, однонаправленные и симметричные)	Упорядоченный
		Неупорядоченный	Не определяется
По генезису	Первичная	Не определяется	Первичный
	Вторичная		Вторичный

наслоения осадочной толщи и характеризует лишь первый начальный формальный этап такого исследования. Однако этот начальный этап исследований дает нам первую реальную основу для оценки вероятности появления слоя одного состава после слоя другого [Романовский, 1977; и др.]. Им можно воспользоваться при описании конкретных разрезов, учитывая неполноту их естественной обнаженности, а также при корреляции осадочных толщ.

Породные ассоциации объединяются в наборы ассоциаций по их совместно нахождению в разрезе, т.е. по формальному признаку. Различаются наборы из двух и трех ассоциаций, называемые двух и трехчленными соответственно. В наборе могут быть ассоциации из одного типа или переходной разновидности пород - однородные или выродженные. Наборы, состоящие из разнопородных ассоциаций, называются полноразвитыми. Различаются однонаправленные и симметричные наборы породных ассоциаций, представляющие собой сочетание двух одинаковых (двух- или трехчленных) разнонаправленных наборов породных ассоциаций, которые мы условно обозначим буквами А, Б, В, тогда симметричный набор можно записать: А—Б—В—В—Б—А или В—Б—А—А—Б—В. Подобные наборы встречаются в изученных разрезах редко. Они выделяются в первую очередь, затем - однородные, а после них - разнопородные, двух- и трехчленные.

Различаются наборы по типам внутреннего строения: упорядоченные и неупорядоченные. Наборы вырожденные (из одного типа или переходной разновидности пород либо из двух типов или переходных разновидностей пород, равномерно переслаивающихся в разрезе), симметричные, а также однонаправленные относятся к группе наборов с упорядоченным строением, остальные — с неупорядоченным (см. табл. 10). Далее для частей разреза, выделенных по типам наборов породных ассоциаций, подсчитывается количественное соотношение типов и переходных разновидностей пород (по частоте встречаемости), которое определяет породную формулу данной части разреза. Далее с учетом смены наборов (снизу вверх по наслоению) выводится схема наслоения пород. Эта схема представляет собой идеализированный набор из многих ассоциаций, встречающихся в разрезе с определенной частотой и в определенной последовательности. Породная формула и идеализированный набор породных ассоциаций характеризуют петрографический горизонт.

Формальный подход к выделению наборов породных ассоциаций и визуальная ручная обработка результатов не оставляют надежды на успех одноразовой процедуры выделения петрографических горизонтов; объем и границы горизонтов могут уточняться на основе как наборов, так и парагенезов породных ассоциаций. Учитывая трудоемкость процедуры выделения петрографических горизонтов, следует признать целесообразным переход на машинную обработку данных, достаточно формализованных (как в нашем случае) и подготовленных для анализа на ЭВМ.

Выделенные петрографические горизонты анализируются далее с палеогеографическими и тектоническими позициями. Для первых мы дополнительно привлекаем текстурные и минералогические индикаторы среды осадконакопления, а также данные по палеоэкологии. Для вторых дополнительные данные получены на основании анализа мощностей, типов и полноты строения ритмично построенных пачек.

Изучая структуры осадочной толщи, исследователь неминуемо соприкасается с тем фактом, что одних названий пород недостаточно, необходимо еще выделять породные тела, правильно оперируя понятиями, связанными с определением стратификации [Вассоевич, 1950]. Основным элементом стратификации, по мнению большинства исследователей, является слой. Слой определяется как тело однородного состава (монопородное), плоской формы с параллельными, приближающимися к плоскостным границами и протяженностью, значительно превышающей мощность (на 3 порядка и более). Выделяются линзовидные формы породных тел, отличающихся от слоя значительно меньшим превышением протяженности над мощностью (в несколько раз или на один-два порядка). Пласт рассматривается многими исследователями как термин свободного пользования и особенно часто употребляется для группы слоев таких пород, которые могут представлять собой полезное ископаемое. Мы выделяем пласт как монопородное тело, состоящее из двух и более слоев и/или линз. Термины слоеватость и слойчатость используются в соответствии с определением этих терминов Н.Б. Вассоевичем [1950]. Слойчатость и слоеватость, как и другие текстурные особенности породы, играют важную роль в определении обстановок седиментации.

Форма слоя и состав формирующих его пород важны для определения типа седиментации (в нашем случае биогенной, биохемотренной или обусловленной гравитационной дифференциацией осадочного материала). Поэтому мы различаем собственно слой и линзы, с одной стороны, и их морфологические разновидности — с другой: калиптрозные, биогермные и биостромные.

3.2. МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ НАСЕЛЕНИЯ

Благодаря долговременному и целенаправленному исследованию района стратотипа нижнего кембрия Сибири (см. раздел 1.1) к моменту постановки настоящих комплексных исследований были уже изучены почти все группы окаменелостей [Ярусное расчленение..., 1983], созданы ярусная и зональные схемы расчленения нижнего кембрия по основным группам органических остатков [Ярусное расчленение..., 1984]. В ряде случаев проведены первые тафономо-палеоэкологические наблюдения как по отдельным крупным таксонам, так и по всему населению раннекембрийского моря Сибирской платформы [Журавлева, 1960, 1972; Журавлева и др., 1983а, б; Репина, 1982 и др.; Лучинина, 1975; и др.]. Эти наблюдения в совокупности с литолого-фациальным изучением кембрийских отложений создали реальные предпосылки уже для следующей, более высокой стадии исследования – комплексного изучения населения в зоне влияния Агдабанского рифида, избранного в качестве модели для отработки целой серии методик, в том числе и палеоэколого-тафономического характера.

Ранее Агдабанский рифидный массив послужил объектом для разработки метода каркасного палеоэколого-фациального анализа, использование которого важно при создании детальных биостратиграфических схем [Журавлева, 1970, 1983а, 1985]. Однако только сейчас стало реально возможным дать всестороннее исследование населения раннекембрийского моря Сибирской платформы, которое базируется как на тафономическом, так и на палеоэкологическом анализе.

Тафономический анализ. В поле и в процессе лабораторных исследований устанавливались характер сохранности материала, присутствие или отсутствие следов переноса окаменелостей, сортировка остатков – по размерам, весу и т.д. Все эти наблюдения контролировались результатами изучения породного состава вмещающих толщ и его интерпретации для реконструкции элементов обстановки прошлого. При достаточном количестве наблюдений выделялись сначала две крупные группировки: авто- и аллохтонное захоронение и далее субавто- и субаллохтонное.

В формализованной записи состава сообщества и его характеристики два основных подразделения читаются просто (см. сокращения). Буквенные индексы таксонов организмов, остатки которых захоронены прижизненно или с минимальным переносом (т.е. авто- или субавтохтонно), пишутся вслед за индексом типа населения I – III. Например, сообщество каркасостроителей, среди которых основными были архециаты и цианобактерии – I¹ар, формировавшие иловые холмы, является максимально приближенным по своему составу к прижизненному; потеря информации о составе сообщества в результате процессов перебива не превышает 10%. Организмы, остатки которых встречены только в детрите, в ряде случаев не могут рассматриваться в качестве членов сообщества. Это явно аллохтонное захоронение, ориктоценоз (например, трилобитово-губковый и хиолитовый детрит – /тпх/ и т.д.). Промежуточные градации, о которых говорилось выше, расшифровываются с большим трудом (например, брахиоподово-хиолитовое сообщество – II⁸бх или сообщество трубчатых известковых цианобактерий – III²с – субавтохтонные захоронения). Индекс микрокомков – /т/ – может означать и субавтохтонное, и субаллохтонное захоронение в зависимости от происхождения остатков цианобактерий в конкретном слое и т.д. Автохтонным является захоронение *Aulophycus* – II⁴у или илоедов – II⁵и1 или II⁵и2.

Палеоэкологический анализ велся в трех направлениях: а) анализ общего состава населения (биоты), выявление основных типов населения; б) анализ сообществ как первого порядка (по доминантной группе), так и второго (по сопутствующим группам организмов); в) анализ экотипов.

а. Население Анабаро-Синского фашиального региона (т.е. Сахайской органической полосы) характеризуется в первую очередь по ведущей в экологическом плане группе - цианобактериям, т.е. по их отношению к окружающей обстановке. В результате стало возможным разделение Анабаро-Синской биоты цианобактерий на три типа: I - известьвыделяющие каркасостроители; II - необызвествленные или слабо необызвествленные цианобактерии и III - цианобактерии, способные к выделению карбоната кальция в активной гидродинамической среде.

Все остальные обитатели раннекембрийского моря Сибирской платформы сгруппировались вокруг этих трех типов цианобактерий.

Население I типа объединило организмы - каркасостроители и каркаслобы - цианобактерии *Renalcis* и *Epiphyton* (реже - *Girvanella*) и археоциаты.

В состав населения II типа входили все группы организмов, связанных с населением на мягком, чаще всего илистом рыхлом, реже уплотненном дне. В основном это были раковинчатые формы при отсутствии предпосылок для каркасостроения (неподходящая глубина и др.).

Среди цианобактерий преобладали формы, в ископаемом состоянии сохранившиеся в виде кальцитовых микрокомков - / 8 /. Происхождение этих микрокомков двойное. Вблизи иловых холмов, цианевых лугов, а также тафостромов, образованных за счет скопления трубчатых известковых цианобактерий, не исключено скопление микрокомков за счет перемыва остатков (обрывков) этих организмов. В значительном отдалении от органогенных построек кальцитовые микрокомки могли быть показателями изначального существования на этом участке бассейна необызвествленных цианобактерий, разложившееся органическое вещество которых, слипаясь (цементация), избирательно обогащалось солями кальция. Потенциальные каркасостроители в составе населения этого типа - *Renalcis*, *Epiphyton*, археоциаты - были в настолько неблагоприятных для них условиях, что не приступали к сооружению органогенных построек.

В населении III типа ведущую роль взяли на себя необызвествленные цианобактерии, не прираставшие к субстрату. Они могли необызвествляться разными способами, в том числе только провоцировать известьвыделение, однако основное их свойство - пассивное передвижение (перекатывание) по дну или "парение" в придонном слое воды. Остальные группы организмов в III типе населения были подчинены этим цианобактериям.

б. В составе каждого из трех типов населения были установлены сообщества первого порядка, по доминантной группе организмов: археоциатам, трилобитам и т.д. В составе населения I типа насчитывается 3 сообщества этого ранга, в составе II - 10 сообществ, а III типа - 3.

Сообщества второго порядка значительно многочисленнее, а в ряде случаев и переменнее. Устанавливаются разновидности по числу и разнообразию сопутствующих групп, например, I² рэж и просто I² рэа (т.е. с цианобактериями *Girvanella* и без них), II⁸бхт или II⁸бх и др. Нередки случаи существования сообществ второго и даже первого порядков переходного характера, например II⁸бт или II³тб, т.е. когда две группы - и трилобиты, и брахиоподы - являлись доминантными в составе того или иного сообщества.

В зависимости от состава выделяются как моно-, так и политипные сообщества второго порядка. Делается попытка определить присутствие заноса, переотложения (т.е. подключить элементы тафономического анализа), но типизацию сообществ второго порядка нельзя считать законченной. Именно эта категория наиболее зависима от субъективных факторов, т.е. от степени изученности разреза, от полноты полевых наблюдений и сборов и т.д. Индекс сообщества второго порядка в виде буквенного обозначения таксона высокого ранга

ставится справа внизу после индексов; типа населения и сообщества первого порядка, например I¹ар. Исключение составляет тип цианобактерий, буквенные обозначения которым даются на более низком таксономическом уровне, вплоть до рода.

Каждая из групп организмов, изученная на экотипы (см. ниже), имеет также индекс экотипа. Полная формализованная запись состава и характеристики сообщества несет, таким образом, информацию о типе населения, доминантной группе в составе сообщества, сопутствовавших организмах и их принадлежности к конкретному экотипу, а также о случайно занесенных (переотложенных) скелетных остатках, захороненных вторично со скелетными остатками сообщества. Например, сообщество II²x162т2 /псγ/ расшифровывается как сообщество второго порядка, доминантной группой в составе которого были хиолиты (первый экотип), сопровождаемые беззамковыми брахиоподами и трилобитами (второй экотип). Совместно с указанным набором организмов, характерным для данного сообщества, встречены обломки губок (спикулы), остатки отдельных трубчатых известковых цианобактерий и кальцитовые микрокомки.

в. Изучение экотипов в составе населения дано только для Анабаро-Синского фациального региона, к которому и была приурочена Сахайская органогенная полоса. Экотипы установлены в первую очередь для таких важных и хорошо изученных групп, как цианобактерии, археоциаты, трилобиты, хиолиты, беззамковые брахиоподы, а также ихнофауна и др. В ряде случаев экологические группировки намечались и ранее [Журавлева, 1972; Журавлева и др., 1982, 1983а; Репина, 1982, 1983; и др.], но делалось это в разных масштабах и без учета результатов анализа сообществ и населения Атдабанского рифоида в целом. Только в настоящей работе экотипы даны относительно одно-масштабно. К сожалению, недостаточный объем работы не позволил дать всестороннюю характеристику экотипов; это, скорее, определения, но не развернутые их характеристики.

Число установленных экотипов различно для разных таксонов; но уже сейчас отмечается взаимная связь экотипов археоциатов и цианобактерий в составе населения I типа. Намечается зависимость числа экотипов от степени эврибионтности организмов, например, для максимально эврибионтных беззамковых брахиопод установлено четыре экотипа и т.д. Введены перечисление экотипов и числовая их индексация при формализованной характеристике сообществ. Так, в составе Анабаро-Синской биоты установлены [Репина, 1983; Репина, см. Журавлева и др., 1983а; Журавлева и др., 1983а] восемь экотипов трилобитов. В составе конкретного сообщества указывается номер экотипа трилобитов (например, II³t1 или II³t8 - т.е. первый или восьмой экотипы трилобитов соответственно, подробнее см. раздел 4.1).

Таким образом, население раннекембрийского моря в зоне влияния Атдабанского рифоида рассматривается в трех аспектах.

1. Изучение населения во времени (на протяжении 2-7 млн. лет), анализ причин последовательной смены сообществ, начиная от самых ранних и до самых последних (на ограниченном участке - т.е. в конкретном разрезе). Как правило, избранный участок отвечает той или иной ландшафтной зоне Атдабанского рифоида (см. раздел 4.2.). Изучение биотических и абиотических факторов, привлечение элементов тафономии, учет преобладания или отсутствия каркасных сооружений (с первичными палеобиоценозами) - все это позволило до минимума сократить засорение состава сообществ за счет инородных организмов (переотложенный или занесенный материал). Выявлена ритмичная последовательная схема сообществ на том или ином участке акватории (сукцессии), причинная зависимость этих ритмов (от внешних условий), частота и повторяемость их во времени. Все это дает возможность контролировать фактический

материал, а также прогнозировать появление того или иного сообщества в конкретной обстановке в случае, если остатки окаменелостей по тем или иным причинам пока не найдены.

2. Изучение населения в пространственно-временном аспекте для всей исследуемой акватории (фациальные срезы). Исследованиехватило несколько большую площадь, чем в первом случае: привлечены данные по рекам Алдан, Синяя, некоторым смежным разрезам и т.д. Выявлены центры расселения сообществ и отдельных групп организмов, направление и скорость миграций. Причины последней пока могут быть объяснены не во всех случаях.

3. Сделана попытка дать идеализированный ряд сообществ во времени (здесь – идеализированная последовательность, см. раздел 4.3); каждое из сообществ такого ряда появляется в определенном моменте в составе того или иного ритма осадконакопления в конкретном разрезе и связано с достаточно полно реконструируемой абиогенной обстановкой.

Многоплановый анализ экологии населения Атабанского рифида, выявление закономерностей, скорости и направления расселения отдельных сообществ, установление центров расселения отдельных групп организмов в то или иное геологическое время – все это, вместе взятое, и позволило подойти к формализации отдельных палеоэкологических понятий, как к естественному этапу в экосистемном исследовании.

3.3. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА р. ЛЕНЫ

Разрезы нижнекембрийских отложений на р. Лене (стратотипическая местность) изучались многими исследователями и многократно описывались в литературе. В последние годы эти разрезы особенно активно изучались палеонтологами и стратиграфами. Детальные литологические исследования были проведены в 50–60-х годах. С тех пор значительно уточнились биостратиграфические схемы, появились новые данные по хорошо известным группам организмов – археоциатам, трилобитам, цианобактериям (водорослям), данные о новых группах организмов, были проведены первые палеоэкологические исследования. Все это создало благоприятную ситуацию для изучения петрографического состава карбонатных отложений нижнего кембрия. Основное внимание нами уделено комплексной характеристике разрезов, для чего были выбраны наиболее характерные фациальные их типы. Мы попытались отойти от традиционной описательной формы, старались перейти к характеристике закономерностей наложения пород в разрезе. Для этой цели была применена формализация, которая позволила наряду с описанием дать формализованные, очень наглядные, на наш взгляд, схемы наложения типов пород в разрезе и приуроченных к ним сообществ и экотипов организмов. При этом авторы старались максимально использовать опубликованные результаты предшествующих исследователей.

Обн. 8210, пос. Малькан
(правый берег р. Лены против селения Малькан)

Заслуживают внимания следующие наблюдения, позволяющие уточнить положение биостратиграфических групп в разрезе.

1. Биогерм, указанный в пачке 2 [Путеводитель..., 1973] и приуроченный к урезу р. Лены, по данным И.Т. Журавлевой, должен относиться не к ос-

нованию зоны *D. regularis*, а к ее середине, поэтому только низы пачки 3 (около 10 м) должны относиться к зоне *D. regularis* [Журавлева и др., 1969а, б 7].

2. Пачки 5 и 6 в обн. Малыкан соответствуют по возрасту нохоройской пачке в обнажении у пос. Исить.

3. Основание зоны *P. anabarus* принято по границе чуранской пачки со слоями К-Л марбадайского горизонта [Репина, 1983 7].

Нижняя часть обнажения (пачка 2) охарактеризована по данным [Путеводитель..., 1973; Журавлева и др., 1969а, б 7]. Описание снизу вверх по наслонению, в 15 м выше уреза воды р. Лены (рис. 9, фото XII, XIV, схема 1).

Є₁ tg . Пачка 2,0-2-3 м.

Известняк вишнево-коричневый АЛЗ, 2/д/, с биогермами ПЛЗ-АЛЗ известняка, с археоциатами, ренальцисом и детритом раковинчатой проблематики, (1-2)I¹alp/к/. Не обнажено 25-27 м. Подошва слоя 1 в пачке 3 принята за 30 м.

Пачка 3.

Слой 1 - известняк темно-вишнево-коричневый плитчатый АЛЗ, 2 /чпх/, 30,7 м с желваками и прерывистыми микрослоями (0,5 см) известняка АЛЗ с детритом (20%), микрокомками (10%), слабо доломитистый алевроитоглинистый мульдобразно волнистослоистый, с хиолитами, трубчатой проблематикой и детритом губок, брахиопод, ханцеллории, 2 (10, 1, 14, 15)II²x1ф/чпб/.

Слой 2 - известняк розовато-серый и серый желваковидный тонковолнистослоистый ПЛЗ-АЛЗ алевроитистый слабо доломитистый, с детритом хиолитов, губок, ханцеллорий (10%) (1-2)(15,10) /чпх/. Послойные следы растворения в виде каверн диаметром 2-5 см.

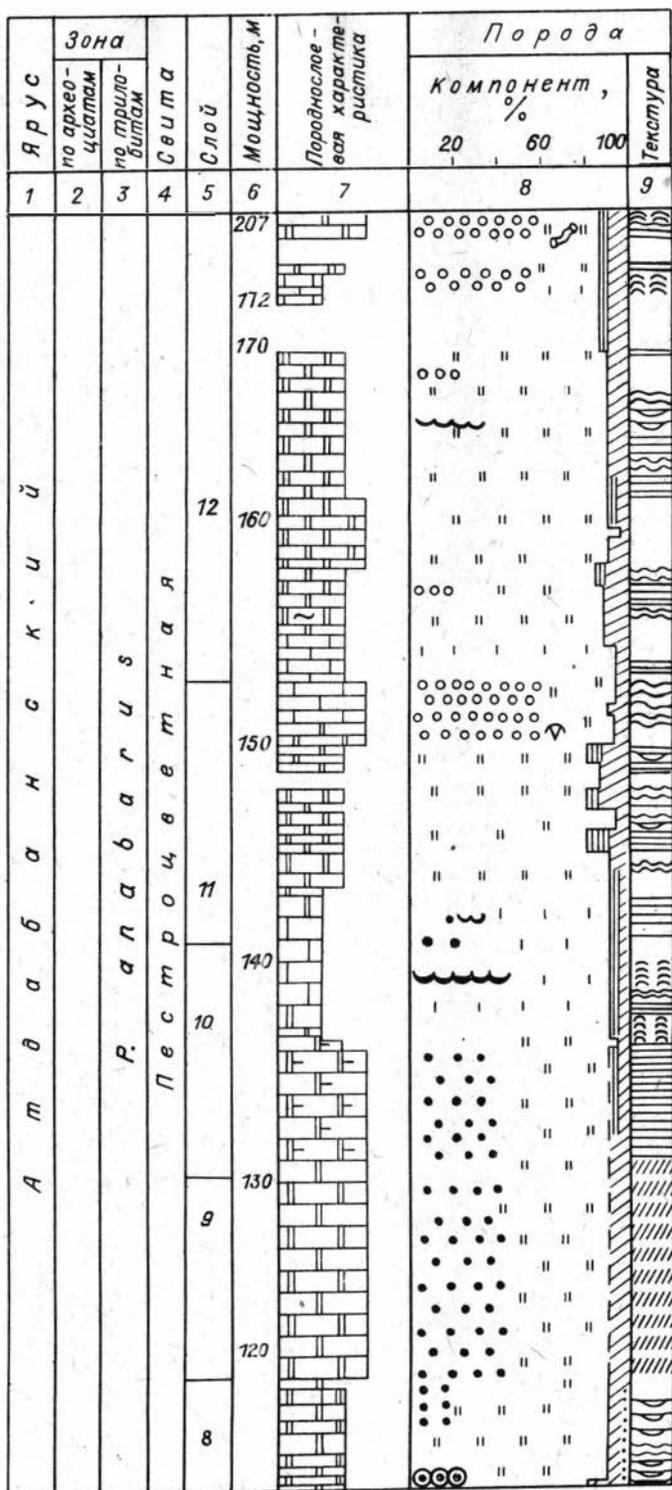
Слой 3 - известняк ПЛЗ-АЛЗ, с микрокомками (10%) и комками, алевроитистый, (2-1)(15) /γ/, кверху переходит в известняк ПЛЗ-АЛЗ мелкожелваковидный (1-2); в известняк АЛЗ алевроитистый, с микрокомками (30%) и детритом (10%) 2а (15, г) /дγ/. Стилолитовые швы. Слоистость мелкая (5-20 м) мульдобразная.

Слой 4 - известняк светло-серый ПЛЗ-АЛЗ мелкожелваковидный (1-2), книзу 31,80 м и кверху с обильным детритом губок 2 /п/, внизу со знаками мелкой ряби и признаками срезания слоев, подчеркиваемыми наклонным положением уплощенных желваков (возможно, обломков?).

Слой 5 - известняк темно-вишнево-коричневый плитчатый АЛЗ с мелкими 32,55 м желваками и угловатыми кусочками известняка ПЛЗ-АЛЗ, 2, переслаивается (6 раз) с известняком ПЛЗ-АЛЗ алевроитистым с микрокомками (10%), трубчатыми водорослями (20%), обрывками эпифитона (20%), детритом ханцеллорий (10%), (1-2)III²с /эчγ/. Желваки и "обломки" разделяются вертикальными "заливами" АЛЗ известняка. Развита кавернозность.

Слой 6 - известняк АЛЗ 2а (14, 15), кверху переходит в известняк ПЛЗ-34,10 м АЛЗ, с трубчатыми водорослями, сильно алевроитоглинистый, с детритом (20%) хиолитов, губок, эпифитона, трубчатых проблематических организмов, мелкожелваковидный, (2-1)(14, 15) III²с /эпхф/, кверху переходит в известняк АЛЗ, мелкожелваковидный, глинистый, 2(14, 1). Сложная слойчатость, волнистая, слабонаклонная, мульдобразная и мелкослоистая перекрестная, иногда отмечаются знаки ряби. Сильная стилолитизация, создающая конгломератовидный облик породы под микроскопом.

Слой 7 - известняк мелкожелваковидный, АЛЗ, глинистый, 2 (14, 1). Желваки 34,6 м хорошо отпрепарированы, благодаря чему порода имеет конгломератовидный облик. Слоистость волнистая и мелкая мульдобразная.



Начало рис. 9

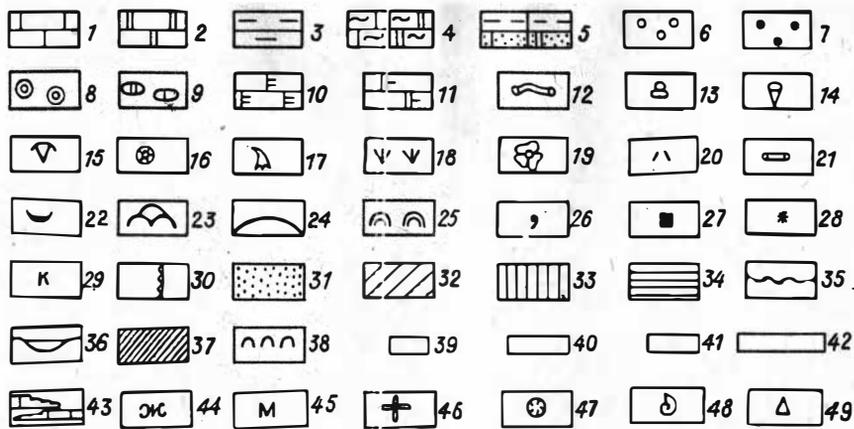


Рис. 9. Состав и строение нижнекембрийских отложений напротив села Мальякан, обн. 8210. Биостратиграфическое расчленение по [Путеводитель..., 1973].

1 - 11 - породы и их компоненты: 1 - известняк, 2 - доломит, 3 - алевролит, 4 - глинистая примесь, 5 - алевролитистая песчанистая примесь, 6 - комки, 7 - псевдооолиты, 8 - оолиты, 9 - гальки (известняка - доломита), 10 - примесь доломита, 11 - примесь кальцита; 12-23 - биоконтакты: 12 - ходы илюдов, 13 - брахиоподы, 14 - хиолиты, 15 - трилобиты, 16 - археоциаты, 17 - томмотииды, 18 - эпифитоны, 19 - ренальцис, 20 - детрит раковин (трилобитов, брахиопод и т.п.), 21 - трубчатые цианобактерии, 22 - катаграфии; 23-25 - органогенные постройки: 23 - биогермы, 24 - биостромы, 25 - стромаголиты; 26-30 - аутигенные минералы: 26 - глауконит, 27 - пирит, 28 - гидроокислы железа, 29 - кварц (окремнение), 30 - гематит (красноцветность); 31-33 - терригенные компоненты: 31 - песчаные, 32 - алевролитовые, 33 - пелитовые; 34-38 - слоистость: 34 - горизонтальная, 35 - волнистая, 36 - мутьдообразная, 37 - косая, 38 - знаки ряби; 39-43 - преобладающий размер компонентов породы: 39 - пелитовый, 40 - алевролитовый, 41 - алевроито-пелитовый, 42 - псаммитовый, 43 - полукоренной выход пород; 44 - гирванелла, 45 - мoberгелла, 46 - губки, 47 - ханцеллории, 48 - гастроподы, 49 - скелетная проблематика. Здесь и далее номер слоя на колонке соответствует таковому в книге: "Ярусное расчленение..." [1984].

Слой 8 - переслаивание известняка плитчатого волнисто- и мутьдообразно-слоистого, АЛЗ, 2 П²х16 /фп/ с известняком конгломератовидным, ПЛЗ-АЛЗ алевролитистым. Целые раковины хиолитов и брахиопод (10%) с трубчатыми водорослями и трубчатой проблематикой, иногда - спикулами губок, (20%)(1-2)П² х 161 /сф/.

Слой 9 - известняк горизонтально- и волнисто-слоистый АЛЗ, 2 переслаивается с известняком массивным ПЛЗ-АЛЗ, алевролитистым (1-2)(15). Задержано до 36,8 м (?)

Слой 10 - известняк коричневый плитчатый волнисто- и линзовидно-слоистый, 37,9 м с желваковидными прослоями ПЛЗ-АЛЗ известняка, с детритом, алевролитистый, (1-2)(15) /д/.

Слой 11 - известняк розовато-серый тонкоплитчатый мелкожелваковидный АЛЗ, 38,5 м с детритом (10%), алевроитоглинистый, 2 /д/ (14,15).

Слой 12 - известняк вишнево-коричневый плитчатый горизонтально- и волнисто-слоистый, АЛЗ, 2 (14,15).

Слой 13 - известняк серый тонкоплитчатый АЛЗ, слабо алевритоглинистый, 39,9 м 2(14,15).

Слой 14 - известняк вишнево-коричневый АЛЗ мелкожелваковидный, 2, -40,05 м

Задерновано до 40,45 м.

$\epsilon_1 \frac{t^{ln}}{t}$

Слой 15 - известняк коричневый плитчатый линзовидно-слоистый желваковидный ПЛЗ-АЛЗ детритовый слабо алевритоглинистый с комками (псефитовые и псаммитовые), с раковинами брахиопод и хиолитов, с детритом губок, ханцеллорий, трубчатых водорослей и микрокомками, /1-2-6/(15,14)П² x161 /псч?/.
Задерновано до 42,45 м.

Слой 16 - известняк светлый зеленовато-серый массивный АЛЗ, 2, кверху 43,05 м переходит в известняк волнисто-слоистый, иногда слабо косо-слоистый АЛЗ с микрокомками, 2 /г?/.

Слой 17 - известняк светлый зеленовато-серый тонкоплитчатый АЛЗ глинистый, с желваками серого более чистого известняка, 2(14).

Слой 18 - известняк пятнисто-окрашенный розовато-серый волнисто-слоистый 43,50 м ПЛЗ-АЛЗ, с микрокомками (10%), со спикулами губок, слабо доломитистый, алевритистый, (1-2)(10,15) /пг?/. Знаки мелкой ряби (с амплитудой 6-7 см). Микрослойчатость.

Слой 19 - известняк АЛЗ - доломит АЛЗ серый плитчатый, (2-10)(15) /п?/, 43,75 м с примесью алевритовых зерен кварца (5-8%). Слоистость горизонтальная и волнистая. Желваки вложены в выемки мелкой ряби.

Слой 20 - известняк светло-серый АЛЗ, с желваками известняка ПЛЗ-АЛЗ 44,70 м (25%), 2(1). Слоистость горизонтальная и волнистая, последняя со следами послойного растворения.

Слой 21 - известняк серый волнисто-, местами горизонтально-слоистый АЛЗ, 45,6 м 2, кверху переходит в известняк ПЛЗ-АЛЗ тонковолнисто-слоистый, (1-2), затем в плитчатый, 2, и снова в волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ, (2-1).

Слой 22 - известняк пятнистый вишнево-серый плитчатый, местами мелкожелваковидный АЛЗ алевритоглинистый с хиолитами и раковинчатой проблематикой, доломитистый (25%), 2(14,15,10)П²x1ф.

Слой 23 - известняк светло-серый плитчатый волнисто- и горизонтально-слоистый АЛЗ, с трубчатыми водорослями проаулопора, с детритом, слабо алевритоглинистый, 2(14,15) П²с/д/, кверху переходит в такой же известняк массивный АЛЗ алевритистый, с детритом ханцеллорий, брахиопод, хиолитов, раковинчатой проблематикой, 2(15)П²с /чбхф?/. Интенсивная перекристаллизация кальцита. Многочисленные стилолитовые швы. Примесь доломита АЛЗ (5%). У верхней границы слоя - знаки ряби, амплитуда 20 см.

Слой 24 - известняк вишневый тонкоплитчатый желваковидный АЛЗ, 2, вероятно, с микрокомками /г?/, у границ слоя глинистый, в нижней половине волнисто-слоистый.

Слой 25 - известняк серый тонкоплитчатый желваковидный глинистый АЛЗ, 47,3 м 2(14,15), кверху переходит в известняк массивный АЛЗ глинистый, 2(14); в известняк волнисто-слоистый, кавернозный, 2/г?/.

Слой 26 - известняк коричневый плитчатый мульдообразнослоистый АЛЗ сильно глинистый, 2(14), с прослоями известняка АЛЗ мелкожелваковидного, 2(1) /г?/.

Слой 27 - известняк светло-серый плитчатый слабо косослоистый с прослоя-
48,2 м ми волнисто-слоистого, с трубчатыми водорослями, алевритистый,
с детритом брахиопод (15%), с микрокомками (10%) ПЛЗ-АЛЗ,
(1-2)(15) /бс γ/. Перекристаллизация кальцита.

Слой 28 - известняк ПЛЗ-АЛЗ с псаммитовыми комками (20%) алевритистый,
49,2 м с трубчатыми водорослями (10%), с ханцеллориями, детритом хио-
литов, губок (15%), (1-2)(15) П⁹ч/схп/. Мульдообразная сло-
истость (около 25 см).

Задерновано до 50,5 м.

Слой 29 - 0,3 м - известняк коричневато-серый массивный ПЛЗ-АЛЗ, (1-2);
52,0 м кверху 0,4 м - известняк АЛЗ алевритистый, 2(15); затем 0,8 м -
тонкоплитчатый с прослоями известняка ПЛЗ-АЛЗ слабо алеври-
тистого желваковидного, (1-2)(15). Местами знаки ряби.

Слой 30 - известняк пятнистый зеленовато-коричневый ПЛЗ-ПЛЗ алевритогли-
54,3 м нистый, слабо доломитистый, с микрокомками (20%) в линзах, со
сгустками гидроокислов железа, с трубчатыми водорослями и дет-
ритом губок, (1-2)(15,14,10) /сп γ/, переслаивается с известняком АЛЗ, с
микрокомками 2/пγ/.

Є₁ a^{zb}(?).

Слой 31 - известняк серый волнисто-слоистый, с трубчатыми водорослями
55,1 м проаулопора (40%), с микрокомками, алевритистый, с детритом,
(10%)(2-1)(15) П²с /γ/, кверху переходит в известняк долами-
тистый, волнисто- и мульдообразнослоистый АЛЗ, с ханцеллориями и хиолита-
ми 2(10) П⁹чх1 /сп γ/.

Задерновано до 55,3 м.

Слой 32 - известняк пятнистый вишневый, затем желтый АЛЗ алевритоглинист-
56,6 м тый, с гнездами кальцита ПСК, слабо окремненный, 2(15,14,7).

Є₁ a^{zb}. Пачка 4.

Задерновано 14,5, до 71,1 м. В высыпках-породы, как в слоях 31, 32.
Пачка 5 (нохоройская).

Слой 33 - известняк пятнисто-окрашенный серый, желто-серый волнисто-сло-
76,0 м истый, вблизи кровли с кавернами, ПЛЗ-АЛЗ, слабо доломитистый,
со спикулами губок, (1-2)(10) /п/, кверху переходит в известняк
(0,2 м) АЛЗ-ПЛЗ - доломит АЛЗ, (2-10-1) /п/ и снова в известняк (0,2 м)
ПЛЗ-АЛЗ алевритистый, доломитистый, (1-2)(15,10) /п γ/; далее в известняк
(0,7 м) ПЛЗ-АЛЗ волнисто-слоистый, (1-2); в известняк (0,9) ПЛЗ-АЛЗ мик-
рокомковатый, (1-2) /γ/; в известняк ПЛЗ-АЛЗ - доломит АЛЗ с микроком-
ками и остатками трилобитов, (1-2-10) П³т1 /γ/.

Слой 34 - известняк светло-серый волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ слабо глинист-
76,5 м то-алеверитистый доломитистый, с микрокомками (10%), (2-1)
(14, 15, 10), со спикулами губок /п γ/. Многочисленные каверны.

Слой 35 - известняк серый плитчатый, по границам плиток тонкогоризонталь-
76,8 м но-слоистый ПЛЗ-АЛЗ, слабо алевритистый, доломитистый, с мик-
рокомками (20%), единичными остатками трубчатых водорослей,
(1-2) /γ/. В нижней части слоя - кавернозный, тонковолнисто- слоистый, плитчатый.

Слой 36 - известняк тонковолнисто-слоистый мелжелваковидный - АЛЗ, (1-2),
ПЛЗ-77,7 м кверху переходит в известняк АЛЗ алевритоглинистый, с остатка-
ми трилобитов, 2 П³т1.

Слой 37 - известняк АЛЗ, глинистый, доломитистый, 2(10, 14).
78,2 м

Слой 38 - известняк волнисто-слоистый, желваковидный АЛЗ-ПЛЗ - доломит
79,55 м АЛЗ глинистый, (1-2-10)(14) П⁵и1 /γ/ с микрокомками и хода-

- ми илоедов, кверху переходит в известняк АЛЗ-ПЛЗ, (2-1).
- Слой 39 - известняк волнисто-слоистый АЛЗ с микрокомками (20%) известняк ПЛЗ и редкими трубчатями, доломитовый, глинистый, 2 (1, 10, 14) /г/.
- Слой 40 - известняк пятнистый желто-вишневый плитчатый волнисто-слоистый АЛЗ доломитизированный с остатками трилобитов, со спикулами губок и микрокомками, 2(10)Ш³т1п/г/.
- Слой 41 - доломит волнистомульдообразнослоистый АЛЗ известковистый, глинистый, с детритом, 10(3) /д/.
- Слой 42 - известняк серый и массивный ПЛЗ-АЛЗ с микрокомками (10%) глинистый, (1-2)(14) /г/, кверху переходит в известняк плитчатый тонкогоризонтально-слоистый АЛЗ алевритоглинистый, 2(14, 15).
- Слой 43 - доломит желтый тонкоплитчатый ("звонкий") АЛЗ, 10.
- 86,95 м
- Слой 44 - известняк серый плитчатый АЛЗ, 2, в середине слоя толстоплитчатый (15-20 см по мощности) ПЛЗ-АЛЗ, (1-2).
- 87,55 м
- Слой 45 - доломит желтый, с бурыми пятнами плитчатый мутьдообразнослоистый АЛЗ известковистый, с желваками известняка ПЛЗ-АЛЗ, 10 (1, 2)
- 88,05 м
- Слой 46 - известняк серый ПЛЗ-АЛЗ, (1-2).
- 88,25 м
- Слой 47 - известняк АЛЗ - доломит АЛЗ серый плитчатый, кверху волнисто-слоистый, с детритом губок известняка ПЛЗ, (2-10) /пг/.
- 90,25 м

Пачка 6.

- Слой 48 - известняк тонкоплитчатый волнисто-слоистый АЛЗ алевритовый, 2(15), с прослоем известняка АЛЗ доломитистого алевритистого, с микрокомками (20%) известняка ПЛЗ, с археоциатами и детритом губок 2(10,15,1)Ш¹а5 /п/. Слоистость тонкогоризонтальная, слабо-наклонная.
- 91,45 м
- Слой 49 - известняк АЛЗ-ПЛЗ - доломит желтый тонкоплитчатый АЛЗ, (1-2-10).
- 91,95 м
- Слой 50 - известняк ПЛЗ-АЛЗ - доломит АЛЗ желтый плитчатый, с мелкими послонными бурьми пятнами, со спикулами губок, с микрокомками (10%) известняка ПЛЗ, (1-2-10) /пг/, кверху более известковистый, (2-1).
- 93,65 м
- Слой 51 - известняк серый плитчатый волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ глинистый, (1-2)(14).
- 92,95 м
- Слой 52 - доломит желтый тонкоплитчатый АЛЗ алевритоглинистый, (2-10)
- 94,35 м (2, 14, 15). Слоистость? мутьдообразная.

Пачка 7.

Задерновано до 96,35 м, очевидно, переходная разновидность (1-2-3-10).

- Слой 53 - доломит кремевый плитчатый волнисто-слоистый АЛЗ известковистый, окремненный, с детритом (20%), 10 (1,7) /д/, кверху переходит в известняк ПЛЗ-АЛЗ-ПСК, с микрокомками (10%) известняка ПЛЗ (10%), окремненный с катаграфиями, (2-10)Ш³н. Чередование пород два раза.
- 100,45 м

Пачка 8.

Осыпь до 110,4 м таких же доломитов и известняков, как в слое 53.

- Слой 54 - 1 м - доломит кремевый тонкогоризонтально-слоистый ПСК, с микрокомками 11 /г/; 0,75 м - известняк АЛЗ - доломит АЛК желваковидный, (2-10); 0,25 м - доломит горизонтально-слоистый псевдооолитовый, (12-10) Ш¹о, с прослоями доломита АЛЗ, 10Ш⁵и1; 0,7 м - доломит массивный мутьдообразнослоистый АЛЗ-ПСК, с псевдооолитами (20%) доломита АЛЗ, (10-11) Ш¹о; 1,0 м - доломит плитчатый, волнисто-слоистый

АЛЗ-ПСК с реликтами псевдооолитов (10%), (10-11)(4)Ш¹о; 3,0 м - доломит массивный мульдообразнослоистый, с псевдооолитами доломита АЛЗ, 10(12)Ш¹о.

Задерновано до 122, 35 м (доломит псевдооолитовый?).

Пачка 9 (чуранская).

Слой 55 - доломит псевдооолитовый, 12Ш¹о, 12Ш¹он; с прослоями доломита 131,85 м та АЛЗ, 10 и доломита (0,4 м) плитчатого ПСК, 11.

Є₁ a^{an}. Пачка 10 (марбадайский горизонт, слой К-Л).

Слой 56 - известняк (0,8 м) белый массивный катаграфиевый, 4(3)Ш³н, 135,85 м с прослоями доломита (5 см) кавернозного и трещиноватого, переходит в доломит (0,4 м) ПСК, 11. Выше - переслаивание доломита плитчатого кавернозного ПСК-АЛЗ (11-10) и известняка волнисто-слоистого АЛЗ - доломита АЛЗ, (2-10), слабо кавернозного.

Слой 57₁ - известняк массивный слабо кавернозный волнисто-слоистый АЛЗ, 139,85 м возможно, строматолитовый 2Г³л., выше переслаивание горизонтально-слоистого доломита ПСК, 11, и известняка АЛЗ, 2, волнисто-слоистого, перекрывающихся известняком массивным и снова, возможно, строматолитовым АЛЗ, 2Г³л.

Пачка 11 (марбадайский горизонт, слой М-Н).

Слой 57₂ - доломит серовато-желтый массивный ПСК, 11, кверху переходит 144,25 м в доломит АЛЗ плитчатый глинистый, 10(14); затем в доломит АЛЗ тонкоплитчатый до листоватого, 10; затем - в желваковидный глинистый, 10(14); в доломит АЛЗ плитчатый и тонкоплитчатый, 10.

Массивные содержат реликты псевдооолитов и катаграфий, 11Ш³н.

Слой 58 - доломит плоскогалечниковый АЛЗ-ПСК известковистый, (10-11) 144,65 м (13,10), кверху переходит в доломит желваковидный волнисто-слоистый, 10. Интенсивная стилолитизация, создающая брекчиевидную текстуру.

Задерновано до 148,45 м, вероятно, 10П⁵и?

Слой 59 - доломит белый тонкоплитчатый волнисто-слоистый АЛЗ, с гнездами доломита (20%) ПСК, 10(3,11), и скоплениями гидроокислов железа, переходит кверху в доломит желтый тонкоплитчатый до листоватого АЛЗ алевроитоглинистый, 10(14, 15).

Задерновано до 150,55.

Слой 60 - доломит массивный ПСК-АЛЗ пористый (10%), 10-11, кверху 152,35 м переходит в доломит АЛЗ, 10. Отмечаются жеоды, стилолитовые швы, создающие брекчиевидные текстуры.

Пачка 12 (мухаттинская толща).

Слой 61 - известняк серовато-коричневый волнисто-слоистый массивный АЛЗ 154,85 м с катаграфиями, сферолитами и ооидами, 2(4,5)Ш³но, кверху переходит в доломит тонкогоризонтально-слоистый с трилобитами АЛЗ, 10П³т8, в известняк серый, с катаграфиями пятнисто-окрашенный, с затекама доломита АЛЗ, с гнездами ПСМ кальшита, детритом трилобитов, 4(10, 3)Ш³но /т/; в доломит желтовато-серый пористый АЛЗ, с гнездами ПСК кальшита, 10(3); в доломит ПСК, 11; в доломит АЛЗ тонкослоистый, 10.

Слой 62 - доломит АЛЗ-ПСК пористый, (10-11), кверху переходит в доломит светло-кремовый мелкокавернозный АЛЗ волнисто-слоистый, 10; в доломит плитчатый АЛЗ, 10; в доломит массивный АЛЗ, 10; в доломит тонкоплитчатый до листоватого АЛЗ, 10; в доломит плитчатый, 10.

Задерновано до 160 м.

Слой 63 - доломит кремового цвета массивный, переходит в конгломератовид-

168,3 м ный кавернозный АЛЗ, 10; сверху – в доломит массивный, затем волнисто- и мульдобразностой; снова в волнисто-слоистый, массивный и листоватый, 10, известняк светло-серый массивный ПЛЗ-АЛЗ с катаграфиями, с ПСЗ доломитом (20%) по жилкам, пятнами, (1-2) (11,4)Ш³н; в доломит тонкоплитчатый горизонтально-слоистый АЛЗ, 10; в доломит ЛСЗ-АЛЗ с катаграфиями? (11-10)(4?)Ш³н; в доломит тонкоплитчатый АЛЗ, 10; в известняк коричнево-серый комковатый доломитистый ПЛЗ-АЛЗ, (1-2) (11)Ш³н. Стилолитовые швы.

Осыпь до 169,6 м (в осыпи доломиты, аналогичные вышеописанным).

Слой 64 – доломит горизонтально-слоистый, снизу массивный, выше тонко-170,10 м плитчатый АЛЗ, 10.

Задерновано до 172,1 м.

Слой 65 – известняк желтовато-серый, внизу массивный, выше – строматолитовый АЛЗ, 2Г³л.

Слой 66 – 1,6 м – доломит желтовато-кремовый плитчатый волнисто-слоистый АЛЗ, 10, с прослоем тонкоплитчатого; 1,2 м – доломит массивный АЛЗ, 10; 0,2 м – доломит плитчатый волнисто-слоистый АЛЗ, 10; 1,5 м – доломит толстоплитчатый мульдобразностой АЛЗ, с прослоем тонкоплитчатого, 10.

Задерновано до 180,4 м.

Слой 67 – доломит кремовый плитчатый АЛЗ, 10; сверху доломит волнисто-линзовидностой кавернозный, 10; переходит в доломит массивный кавернозный, с многочисленными вертикальными ходами илоедов, 10П⁵и2; в доломит тонкоплитчатый АЛЗ, 10.

Задерновано до 184,7 м.

Слой 68 – доломит кремовый плитчатый АЛЗ, 10, переходит в доломит волнисто-слоистый кавернозный, 10; в доломит массивный кавернозный, с ходами илоедов, 10П⁵и2; в доломит тонкоплитчатый АЛЗ, 10.

Задерновано до 196,0 м.

Слой 69 – доломит кремовый плитчатый АЛЗ, 10; переходит в доломит волнистолинзовидностой кавернозный, 10; в доломит массивный кавернозный, с ходами илоедов АЛЗ, 10П⁵и2; в доломит тонкоплитчатый АЛЗ, 10.

Задерновано до 202,0 м.

Слой 70 – доломит серый строматолитовый, пластовый, с шарообразными концентрически слоистыми включениями кремней, известковистый АЛЗ, 10(2,7)Г³л.

Суммируем послойное описание разреза (схема 1).

Анализ приведенной схемы наложения пород позволяет наметить общие закономерности смены населения во времени в данном конкретном участке (в разрезе у пос. Малькан). В томмотском веке сообщество хиолитов (с брахиоподами, ханцеллориями и скелетными проблематиками) тесно ассоциирует с сообществом трубчатых цианобактерий; вместе они во времени последовательно сменяются многократно сообществом планктонных цианобактерий с остатками спикул губок (доломит и микрокомки). Не исключено также, что микрокомки являются продуктами разрушения тех же трубчатых цианобактериальных образований.

В атдабанском веке (первая половина а^{zg}) на фоне той же ассоциации планктонных цианобактерий (микрокомки) и спикул губок (в основном в детрите) появляется сообщество трилобитов П³т1 первого экотипа (пачка 5), а затем – археоциат П¹а5 (пачка 6, вторая половина а^{zg}), после чего состав населения цианобактерий практически полностью меняется. Начинает превалировать (первая половина а^{an}) население III типа – цианобактерии, создававшие оолиты, Ш¹о, и катаграфии, Ш³н; отмечается население Г типа – цианобактерии,

Схема 1

Наслоение пород и смена населения в разрезе у пос. Малыкан

Возраст- ной ин- декс	Пачка	Слой	Ассоциация пород и население		
			реальная	идеализированная	
1	2	3	4	5	
ϵ_1^{trg}	2		$(1-2)\Gamma^1 a1p /k/ \leftrightarrow 2 /д/$ Не обнажено около 27 м		
		3	1-2	$2\Pi^2 x1\phi /чпб\gamma /-(1-2)/чпх/$	$2\Pi^2 x1\phi -2 /д/$
	3		$(1-2) / \gamma / -2 /д\delta /$	$(1-2) / \gamma / -2 /п/$	
	4-5		$(1-2) -2 /п/$		
	5-6		$(1-2)\Pi^2 c /эч\gamma /-2$	$(1-2)\Pi^2 c - 2\Pi^2 x161$	
	6		$(1-2)\Pi^2 c /эпх\gamma /-2$		
	7-8		$2-2\Pi^2 x161 /фп/$		
	8-9		$(1-2)\Pi^2 x161 /сф/-2\Pi^2 x161 /фп/$		
	9		$(1-2)-2?$ Не обнажено 0,5 м; -2?	$(1-2)-2$	
	10-11		$(1-2) /д/-2$		
	12-14		2-2, переслаивание два раза	2-2	
			Не обнажено 0,4 м; -2?		
	ϵ_1^{tm}		3	15	$(1-2-6)\Pi^2 x161 /пчс\gamma /-2?$ Не обнажено 1,5 м; -2?-2?, два раза?
		16		$2-2 / \gamma /$	$2 / \gamma /-(1-2) /п \gamma /$
17-19		$2-(1-2) /п \gamma /-(2-10) /п? /$			
20-21		2-2		2-2	
21-22		$(1-2)-2-2\Pi^2 x1\phi$		$2\Pi^2 x1\phi -2\Pi^2 c$	
23		$2\Pi^2 c -2\Pi^2 c /чбхф/$			
24-26		$2 / \gamma ? / -2 / \gamma ? /$		$2 / \gamma /-(1-2)\Pi^9 ч$	
27		$(1-2) /бс \gamma /-2$			
28		$(1-2)\Pi^9 ч /схп/-2?$			
29		Не обнажено 1,3 м - 2? $(1-2)-2-(1-2)$		$(1-2)-2 /п \gamma /$	
30	$(1-2) /сп \gamma /-2 /п \gamma /$				
31	$(1-2)\Pi^2 c -2\Pi^9 чх1 /сп/$	$(1-2)\Pi^2 c -2\Pi^9 чх1$			
ϵ_1^{zb}	3	32	Не обнажено 0,2 м $2 /п /-2$	$2 /п /-2$	
		4	Не обнажено 14 м		
ϵ_1^{a}	5, нохой- ская	33	$(1-2) /п /-(1-2-10) /п /$ $(1-2) /п \gamma /-(1-2)-(1-2-10)$ $\Pi^3 \tau 1 / \gamma /$		

Продолжение схемы 1

1	2	3	4	5
	нохорой- ская	34-35	(1-2)/пγ/-(1-2)/γ/	(1-2)/γп/-2Π ³ т1 - -(2-10)Π ⁵ и1/γ/
		36	(1-2)-2Π ³ т1	
		37-38	2-(2-10)Π ⁵ и1/γ/	
		38-39	(1-2)-2/γ/	
		40-41	2Π ³ т1/пγ/-10/д/	
		42-43	(1-2)/γ/-2-10	
		44-45	(1-2)-10	
	46-47	(1-2)-(2-10)/п/		
	6	48	2-2Π ¹ а5 /п/	2-2Π ¹ а5 /п/
		48-50 51-52	2-(1-2-10)-(1-2-10)/пγ/ (1-2)-(1-2)-10	(1-2-10)/пγ/-10
7	53	Не обнажено 2 м 10-(1-2-3-10)Ш ³ н, пере- слаивание три раза	10-(1-2-3-10)Ш ³ н	
8		Не обнажено 10 м, (2-10)?- -(2-10)?	(2-10)?-(2-10)?	
	54	11/γ/-(2-10)		
		(12-10)Ш ¹ о-10Π ⁵ и1 (10-11)Ш ¹ о-10Ш ¹ о Не обнажено 4,5 м	(12-10)Ш ¹ о-10Π ⁵ и1 (2-10)?-(2-10)?	
9	55	12Ш ¹ о-12Ш ¹ о 12Ш ¹ он-11Π ⁵ и2	12Ш ¹ он-11Π ⁵ и2	
€ ₁ a ^{pn} , a ^{an}	10=КЛ	56 ₁	4Ш ³ н-11	4Ш ³ н-11
		56 ₂	(11-10)-(2-10)	(10-11)-(2-10)
		57 ₁	2Г ³ л-11, переслаивание два раза	2Г ³ л-11
	11=МН	57 ₂	10Ш ³ н-10, переслаивание два раза	10Ш ³ н-10
		58	Не обнажено 0,5 м (10-11-13)-10Ш ³ н-10Π ⁵ и2	(11-10)-10Π ⁵ и2
		59	Не обнажено 4 м - 10Π ⁵ и2? 10-10	
		60	Не обнажено 1 м (10-11)-10	
	12, мухат- тинская	61	4Ш ³ но-10Π ³ т8	4Ш ³ но-10Π ³ т8
		62	11-10 (10-11)-10-10 Не обнажено 1,3 м 10-10, переслаивание три раза	(10-11)-10
		63	(4-2)Ш ³ н-10 (10-11)Ш ³ н-10 (4-2)Ш ³ н-10	(4-2)Ш ³ н-10

Окончание схемы 1

1	2	3	4	5
			Не обнажено 1,3 м	
		64	10-10	10-10
			Не обнажено 2 м	
		65	2I ³ л-2I ³ л	2I ³ л-2I ³ л
		66	10-10, переслаивание два раза	10-10I ⁵ и2
			Не обнажено 2 м	
		67	10-10I ⁵ и2-10	
			Не обнажено 2,7 м	
		68	10-10I ⁵ и2-10	
			Не обнажено 10 м	
		69	10-10; 10-10I ⁵ и2	
			Не обнажено 4 м	
		70	10-10I ³ л	10-10I ³ л

Примечание. В 70 м кверху от слоя 70 в доломите встречены трилобиты *Bulalaspis*. Границы пачек даны по [Путеводитель..., 1973], слои по описанию авторов.

образовывавшие строматолиты, I³л, а также сообщество икнофауны, II⁵и1, II⁵и2. В это же время в непосредственной близости от сообщества цианобактерий III³но появляется сообщество трилобитов II³т8. Вторая половина а^{ан} характеризуется следами жизнедеятельности икнофауны и лишь изредка - сообществом цианобактерий, образовавших строматолиты, I³л.

Петрографический состав

В основании разреза (зона *D. regulares*, интервал 30-40 м, слои 1-14) в петрографическом составе биостратиграфического горизонта отмечаются вишнево-коричневые с прослоями светло-серых известняка АЛЗ, 2 и ПЛЗ-АЛЗ (1-2) (табл. 11), которые составляют шесть наборов породных ассоциаций (снизу вверх по наслоению): 2-(1-2) → (1-2)-2: (1-2)-2 → (1-2)-2; (1-2)-2 → 2-2; (1-2)-2 → (1-2)-2; 2-(1-2) → 2-2; 2-2 → 2-2. Идеализированная схема наслоения: (1-2)-2-2. Практически во всех слоях отмечаются признаки растворения пород в виде каверн, пор, трещин, стилолитовых швов, а также пятнистая перекристаллизация кальцита, которая в основном и привела к образованию переходной разновидности ПЛЗ-АЛЗ известняка из ПЛЗ известняка (трубчатых и микрокомковатых цианобактерий).

В составе биостратиграфического горизонта, отвечающего зоне *D. lenaicus* - *Tumuliolynthus primigenius* интервал 40-56,6 м, слои 15-32), отмечены те же породы, что и в нижележащем (см. табл. 11), встречено также по одному прослою пород переходных разновидностей ПЛЗ-АЛЗ известняка с большим содержанием раковинного детрита (35%) и АЛЗ известняка - АЛЗ доломита. Выделяется 9 наборов породных ассоциаций в разрезе (снизу вверх

по наслоению): (1-2-6)-2 → 2-2; 2-2 → 2-2; 2-(1-2) → (2-10)-2; 2-(1-2) → 2-2; 2-2 → 2-2; (1-2)-2 → (1-2)-2; 2-2 → 2-2; (1-2)-2 → (1-2)-2; 2-2 → 2-2. Идеализованная схема наслоения: 2-2 → 2-(1-2) → 2-2. Как видим, по составу пород отложения томмотского яруса однородны, по соотношению пород — неоднородны, в нижней части горизонта известняки АЛЗ преобладают незначительно, в средней и верхней частях горизонта — их больше, кроме того, добавляется переходная разновидность доломит АЛЗ — известняк АЛЗ (единично, поэтому в идеализованной схеме она не учитывается). В формировании этого горизонта, в отличие от лежащего ниже, ведущая роль принадлежит процессам деградации и перебива цианобактериальных образований, в меньшей степени — процессам перекристаллизации (верхняя часть горизонта) известняка без перебива.

Зона *Leptosocyathus polyseptus* - *Reticoscinus zegebarti*

(a^{pol} - a^{zg} интервал 56,6-141 м, пачки 4-10, слои 33-57) не обнажена в нижней части (14,5 м), что не позволяет нам дать петрографическую характеристику пограничной области томмотского и атдабанского ярусов. В обнаженной нижней половине этого биостратиграфического горизонта (пачки 5-6, слои 33-52) отмечаются светлоокрашенные волнисто-слоистые известняки АЛЗ и ПЛЗ-АЛЗ, переходная разновидность известняк ПЛЗ-АЛЗ — доломит АЛЗ и доломит АЛЗ приблизительно в равных соотношениях (см. табл. 11). Распределены эти породы неравномерно: в нижней части преобладает одна разновидность известняк ПЛЗ-АЛЗ, в средней — известняк АЛЗ и доломит АЛЗ, в верхней — переходная разновидность известняк ПЛЗ-АЛЗ — доломит АЛЗ. В этой обнаженной части разреза выделяется семь наборов ассоциаций (снизу вверх по наслоению): (1-2)-(1-2-10) → (1-2)-(1-2); (1-2-10)-(1-2) → (1-2)-(1-2); 2-2 → (2-10)-(1-2); 2-2 → 10-(1-2); 2-10 → (1-2)-10; (1-2)-(2-10) → 2-2; 2-(1-2-10) → (1-2-10)-(1-2) → (1-2)-10.

Состав пород верхней половины биостратиграфического горизонта (a^{pol} - a^{zg} , пачки 7-10, слои 53-57) существенно отличается от лежащих ниже. Ведущую роль приобретают доломиты и известняки комковатые (катаграфиевые) и доломиты оолитовые (онколитовые). Те и другие переслаиваются с АЛЗ и ПСК доломитами, реже известняками (в кровле горизонта последние слагают строматолиты) и переходной разновидностью известняк АЛЗ — доломит АЛЗ. Закрытые участки (2; 10 и 4,5 м), по-видимому, слагаются переходной разновидностью известняк АЛЗ — доломит АЛЗ. Последовательность наслоения пород в разрезе можно представить следующей схемой: не обнажено 2 м — (2-10)-(2-10) → (2-10)-(2-10), предположительно; 10-(4-2-3-10) → 10-(4-2-3-10); 10-(4-2-3-10); далее не обнажено 10 м — (2-10)-(2-10) → (2-10)-(2-10), предположительно до 5 наборов; 11-(2-10) → (12-10)-10; (10-11)-10; далее не обнажено 4,5 м — (2-10)-(2-10) → (2-10)-(2-10), предположительно до 2 наборов; 12-12 → 12-11; 4-11 → (11-10)-(2-10); 2-11 → 2-11 → 2-11. Таким образом, в разрезе наблюдается переслаивание известняков и доломитов с однотипными структурами, например, комковатые (катаграфиевые) известняки (4, верхняя часть горизонта), переходная разновидность (4-2-3-10), комковатый известняк — доломит (нижняя часть горизонта) и комковатый оолитовый доломит (12). Это позволяет говорить о едином способе образования комковатых структур известняков с последующим замещением их доломитом на ранней стадии диагенеза. Схема наслоения (см. табл. 11) дается упрощенно с учетом предполагаемого породного наполнения в самом большем (10 м) закрытом участке: (4-10)-10 → (2-10)? - (2-10)? → 12-11 → 2-11. Чередование известняков и доломитов является главной отличительной особенностью этой части разреза. Задернованные участки приходятся на переходные толщи: от известняков комковатых к доломитам ПСК, а от последних — к

Таблица 11

Биостратиграфические и петрографические горизонты в разрезе у пос. Малыкан

Биостратиграфический горизонт		Набор породных ассоциаций					Петрографический горизонт		
№	название	из пород одного типа	двухчленный		трехчленный		всего	Соотношение и схема наложения пород	№
			а	б	а	б			
IV	Pagetiellus anabarus	Пачка 12, слой 64-70, 166-207 м	11+?				11+?	10:2=10:1 10-10	V
		Пачки 11, 12, 10, слой 57 ₂ -63, 141-166 м	1	3			12-14	10:(10-11):4+(4-2)=4:3:1 10:(10-11)→10-(10-11)→10-(10-11)→4-10	IV
III	Leptosocyathus polyseptus - Retecoscinus zegebarti (=Profallotaspis jakutensis)	10	2	2		1	15	(2-10)?:11:(4-10):(12-10):10:2 = 4?:6:4:3:3 (4-10)-10→(2-10)?-(2-10)?→12-11→2-11	III
			1	5	1		7	(1-2):2:(2-10):10 = 2:1:1:1 (1-2)-2-(2-10)→(1-2)-10	II
II	Dokidocyathus lenaicus - Tumuliolynthus primigenius	4	1	4			9	2:(1-2) = 5:1 2-2→2-(1-2)→2-2	
I	Dokidocyathus regularis			6			6	2:(1-2)=2:1 (1-2) - 2 → -2	I

Примечание. а - полноразвитый, б - вырожденный (полностью или частично). Запись слева направо соответствует стратиграфической последовательности слоев, т.е. снизу вверх по наложению.

доломитам и известнякам оолитовым и комковатым. На разрезах полного типа нами замечено, что переходные толщи чаще всего слагаются переходными разновидностями пород, поэтому предположение о породах известняк АЛЗ - доломит АЛЗ для заполнения необнаженных участков в данном случае является правомерным.

Зона *Pagetiellus anabarus* (a^{an} , пачки 11 и 12, интервал 141-207 м, слои 57-70, обн. 8210 и слои 1-19, обн. 8308) также отличается значительной неоднородностью петрографического состава, на основании чего разделяется на две части. Первая часть этого биостратиграфического горизонта (слои 57-63, интервал 141-166 м) характеризуется преобладанием доломитов псевдооолитовых и катаграфиевых внизу, известняков оолитово-катаграфиевых сверху; те и другие переслаиваются доломитами АЛЗ и ПСК-АЛЗ. Все доломиты вторичные, они образовались на реннедиагенетической стадии по известнякам. Широко проявилась перекристаллизация известняков; она предшествовала доломитизации. Последовательность наложения пород отражает схема: 10-10 → 10-10; (10-11)?-(10-11-13) → 10-10; далее не обнажено 4 м, вероятно, те же породы, что ниже и выше закрытого участка, т.е. (10-11)-10 → (10-11)-10 до 5 раз; 4-10 → 4-10; (10-11)-10; 10; далее не обнажено 1,3 м, вероятно (10-11)-10 → (10-11)-10, 2 раза; (4-2)-10 → (10-11)-10; (4-2)-10 → далее не обнажено 1,3 м, вероятно (10-11)-10. Идеализированная схема наложения пород в разрезе 10-(10-11) → 10(10-11) → 10-(10-11) → 4-10 → 10-(10-11) с учетом предполагаемого заполнения закрытых участков разреза свидетельствует об упрощении петрографического состава рассматриваемого биостратиграфического горизонта по сравнению с нижележащим ($\epsilon_1 a^{2g}$; см. табл. 11). Сходство текстурных и структурных признаков известняков и доломитов свидетельствует в пользу вторичной диагенетической природы последних, а появление ПСК разновидностей пород - об интенсивных процессах перекристаллизации. Единичные прослои конгломератовидных доломитов, а также доломитов с мульдобразной слоистостью свидетельствуют о периодах интенсивной динамики вод; мелкоблоковая отдельность доломитовых пород, обусловленная трещиноватостью, не исключает доломитизацию литифицированной кальцитовой породы, ведущую к уменьшению объема породы, в результате которого происходит ее растрескивание. Верхняя часть зоны *Pagetiellus anabarus* (пачка 12, слои 64-70) представлена фактически одним типом пород - АЛЗ доломитом; многочисленные необнаженные участки могут быть выполнены такими же породами. В основании этой части разреза отмечены прослои АЛЗ известняка, слагающего строматолиты, вблизи кровли такие же строматолиты выполнены АЛЗ доломитом, что позволяет говорить о вторичной (раннедиагенетической) природе последнего. Породы отличаются большим количеством признаков растворения: жеоды, поры, "губчатое" (за счет мелких каверн и пор) строение, стилолитовые швы, брекчиевидность и конгломератовидность. Отмечаются прослои (118-180 м) с многочисленными вертикальными трубчатыми полостями - ходами впадов (?), прослоями кремней, скоплениями гидроокислов железа.

Подведем итог петрографической характеристике разреза у пос. Малькан. В разрезе выделяется пять петрографических горизонтов (см. табл. 11). Первый соответствует двум зонам томмотского яруса и, возможно, частично охватывает задернованный интервал 14,5 м, включаемый уже в состав атабанского яруса. Этот петрографический горизонт характеризуется чередованием слоев и пачек известняков АЛЗ и ПЛЗ-АЛЗ. Во многих прослоях отмечаются следы растворения, каверны, поры, стилолитовые швы, образование которых сопровождается, как правило, процессами перекристаллизации известняков, особенно заметными на ПЛЗ цианобактериальных разновидностях. Перекристаллизация известняков фиксирует приостановку процесса карбонатакопления, за которой следует разруше-

ние первичных панаобактериальных образований, приводившее к накоплению АЛЗ известняков горизонтально- и мелкомульдообразностных, иногда со знаками мелкой ряби. Этот ритм (известняк ПЛЗ - перекристаллизация - разрушение и образование известняка АЛЗ) многократно повторяется в разрезе. Выше по разрезу добавляются доломитизация, следующая за перекристаллизацией, а иногда и окремнение, которому предшествует вторая стадия перекристаллизации, теперь уже доломита. Второй петрографический горизонт соответствует нижней ее половине зоны *Leptosocyathus polyseptus* - *Retecoscinus zegebarti* и отличается от лежащего ниже появлением доломита АЛЗ и переходной разновидности известняка АЛЗ - доломит АЛЗ. Ритм в этом горизонте усложняется доломитизацией, следующей за перекристаллизацией. В третьем петрографическом горизонте, соответствующем верхней половине той же зоны a^{zg} , наблюдаются псевдооолитовые и катаграфиевые доломиты, а также доломиты АЛЗ и АЛЗ-ПСК. Большая часть последних образовалась в результате замещения псевдооолитовых и катаграфиевых известняков, прослои которых сохранились в верхней части горизонта. В четвертом петрографическом горизонте, соответствующем нижней половине зоны *Pagetellus anabarus*, снизу переслаиваются доломиты АЛЗ-ПСК и доломиты АЛЗ, кверху - известняки катаграфиевые с доломитом АЛЗ. Пятый петрографический горизонт состоит фактически из пород одного типа - доломита АЛЗ.

Смена составов петрографических горизонтов снизу вверх по наслоению свидетельствует о регрессивном характере разреза. Многочисленные признаки растрескивания литифицированных осадков (четвертый петрографический горизонт) могут свидетельствовать о многочисленных обмелениях и, возможно, кратковременном осушении дна бассейна, интенсивность которых (и, может быть, длительность) нарастала во времени (от томмотского к атдабанскому).

Сообщества организмов и фауны. Местоположение разреза Малькан в общей структуре Атдабанского рифида - крайнее западное (зона VIII Г Журавлева и др., 1983а), т.е. уже за пределами тыльной стороны рифида, но еще в зоне его непосредственного влияния (см. рис. 19). Органический мир был представлен достаточно богато, особенно для второй половины томмотского века (низы томмотского яруса скрыты под урезом воды) и времени, отмечавшего зоне *R. zegebarti* - *L. polyseptus* (*Pr. jakutensis*) (см. табл. 1).

В разное время в раннекембрийском бассейне на участке разреза Малькан присутствовали все три типа населения, характерные для эпиконтинентального раннекембрийского моря Сибирской платформы и специфически связанные с Сахайской органогенной полосой (см. рис. 19). Смена населения во времени обусловлена в первую очередь сменой обстановок (см. главу 4), тогда как состав конкретных сообществ того или иного типов населения был в прямой зависимости от эволюции отдельных групп организмов.

I тип населения (связан с органогенными постройками) представлен только двумя сообществами. Одно из них характерно для небольших иловых холмов, так называемых кучугуйских биогермов. В составе сообщества доминировали археоциаты и цианобактерии *Renalcis* ($I^1 a1p$). Другое сообщество выражено цианобактериями, принимавшими участие в образовании пластовых строматолитов (I^3 л, пачка 10 и 12, мухаттинская, середина ее и верхи). В обоих случаях организмы населения этого типа играли одну роль - были порообразователями.

II тип населения (связан с тиховодным или уплотненным илистым дном) более разнообразен и представлен шестью сообществами первого порядка - археоциатовым, хиолитовым, трилобитовым и др. В составе первого сообщества известны только археоциаты ($II^1 a5$), пачка VI, зона a^{zb} . Во времени это

сообщество встречено в непрерывном чередовании со слоями, обогащенными губковым детритом /п/.

Хиолиты представлены сообществами второго порядка Π^2 x1ф и Π^2 x161 (зона *D. regularis*, t^{rg} и *D. lenaicus*, t^{ln}), где хиолиты были доминантной группой, хотя и имели обедненный видовой состав (три вида); они входили также в сообщества Π^9 чх1, где преобладали количественно и качественно ханцеллории, или Π^{10} мх1, с *Mobergella*; часто хиолиты обнаружены лишь в детрите. Это сообщество приурочено ко второй половине томмотского века (t^{ln}). В более позднее время (время образования верхней части нохоройской пачки и далее), когда началось осолонение бассейна, хиолиты и скелетные проблематики не проявились..

Сообщества трилобитов (Π^3 т) в зависимости от времени существования было представлено различными формами: *Profallotaspis* - в самом начале атдабанского века (зона *Pr. jakutensis*), *Malykania* и *Bigotina* - с середины того же века. Первые характеризовались расчлененным цефаломом, широкой каймой, относительно толстым панцирем. Л.Н. Репина [1982] указывает, что в пачке волнисто-слоистых известняков (ϵ_1 a^{jk}), вскрывающихся на участке от р. Малькан и далее ниже руч. Бьдьянгайя, встречаются разновидности трилобитов вида *Profallotaspis jakutensis* Rep., относящиеся к первому экотипу, Π^3 т1, условно показанные нами в разрезе Малькан, рис. 9, нижняя половина пачки 5. Находки трилобитов немногочисленны, части панциря разрознены, что свидетельствует о подвижности водной среды, однако признаков отсортированности и окатанности остатки панциря не несут. Особенности породы, по мнению Л.Н. Репиной, свидетельствуют о том, что трилобиты обитали на плотном грунте. Они могли передвигаться по грунту, но не особенно активно, поскольку обладали неразвитой мускулатурой.

В доломитах пачки 12, соответствующей зоне *P. anabarus*, встречены трилобиты восьмого экотипа, Π^3 т8, *Malykania*, *Bigotina*, характерные для бассейна, соленость вод которого превышала нормальную благодаря свободному доступу осолоненных вод с запада.

В разрезе Малькан трилобитам не сопутствуют остатки других организмов, если не считать микрокомки ПЛЗ-АЛЗ кальцита, происхождение которых, очевидно, связано с жизнедеятельностью цианобактерий.

Наконец, в самом конце атдабанского века (мухаттинская толща) проявилось еще одно сообщество трилобитов - Π^3 т8, *Bulaiaspis*, характерное уже явно для осолоненного бассейна [Репина, 1982].

Сообщество ихнофауны - Π^5 и1 - форм, ползавших по уплотненному или кратковременно осушенному дну, было однообразным и представлено очень мелкими формами в начале атдабанского века (зона a^{zg} - a^{pol}) и более крупными следами ползания и зарывания в мухаттинской пачке (a^{an}). Следы жизнедеятельности ихнофауны свидетельствуют о перерывах в осадконакоплении, а также о возможном кратковременном осушении осадка (норки зарывания), сообщество Π^5 и2).

Наконец, в рассматриваемой фациальной зоне Атдабанского рифоида встречены еще два сообщества, принадлежавшие к населению II типа - представленные только раковинчатыми проблематиками (Π^{10} ф) и ханцеллориями (Π^9 ч/д/). Все три сообщества второго типа были приурочены к томмотскому веку. Начавшееся осолонение бассейна, видимо, изгнало их обитателей.

Беззамковые брахиоподы сообщества первого порядка не образовывали, но отмечаются совместно с хиолитами, скелетными проблематиками и ханцеллориями; брахиоподы соответствуют первому экотипу.

III тип населения (связан с илистым дном, но с активной гидродинамикой)

представлен тремя сообществами - цианобактериями, образовавшими оолиты (чуранская плита), с участием катаграфий ($III^1_о$ и $III^3_н$ соответственно) и сообществом, в котором активно участвовали трубчатые цианобактерии с известковым слоевищем - *Proaulopora*, *Batenevia*, *Subtifloria* и др., - $III^2_с$.

Первые два сообщества могут быть охарактеризованы только опосредованно - через продукт жизнедеятельности цианобактерий (катаграфии или оолиты). Для них не известны названия ни одного таксона, а некоторые исследователи сомневаются в органическом происхождении чуранских оолитов. Однако в любом случае мощная толща оолитов (около 20 м), обширное распространение их на площади (см. ниже), бесконечное чередование доломитовых оолитов с известняковыми - все это позволяет делать вывод о длительно существовавших крайне неспокойных условиях, характерных для середины атдабанского века в районе Малыкан (активная гидродинамика, мелководье, неустойчивое переменчивое осолонение и т.д.). В ряде случаев оба члена сообществ встречались совместно ($III^1_{он}$), что еще раз подтверждает единую изначальную природу этих биогенных тел.

Сообщество $III^3_н$ встречено также с сопутствовавшим ему раковинчатым неопределенным (например, $III^3_н/д/$) или трилобитовым детритом ($III^3_н/т/$); последнее было в момент поселения сообщества трилобитов $III^3_т$, *Malykania*, или сразу после их исчезновения.

Сообщество с трубчатыми цианобактериями подразделялось на два сообщества второго порядка - "чисто" цианобактериевые ($III^2_с$) и с дополнительным участием раковинчатых организмов, например $III^2_счбх1$ и т.д. Оба были известны на протяжении томмотского века (зоны *D. regularis*, *D. lenaicus-T. primigenicus*). Они не существовали непрерывно в этом районе, а возникали неоднократно, по крайней мере, не менее 5 раз, видимо, приурочиваясь к моментам усиления динамики вод, когда они были особенно многочисленны (породообразователи). Не меньшей была частота встречаемости сообществ, в которых трубчатые цианобактерии играли подчиненную роль (отмечены в детрите).

Обн. 8306, пос. Исить.

Разрез описан на правом берегу р. Лены, против пос. Исить, между руч. Быдьянгайя и базой Чуран и считается гипостратотипом томмотского яруса для среднего течения р. Лены [Ярусное расчленение..., 1984]. Нижняя часть разреза дополнена по скв. 1а [Журавлева и др., 1983б], а также по обн. 8209 (рис. 10).

Разрез неоднократно описывался в литературе [Хоментовский, Репина, 1965; Розанов, Миссаржевский, 1966; Бобров и др., 1968; Журавлева и др., 1969а, б; Сысоев, 1972; Коршунсв, 1972; Путеводитель..., 1973; Нужнов и др., 1977; Ярусное расчленение..., 1984]. Авторами проведено послойное описание разреза, изучен петрографический состав отложений, подготовлена сводная послойная характеристика, как показано для разреза у пос. Малыкан, однако полное описание не приводится из-за большого объема. Исключение сделано для нижней части разреза, которая в обнажении у пос. Малыкан не вскрыта. Номера пачек даны по работе [Ярусное расчленение..., 1984], номера слоев по описанию авторов; отметка (м) соответствует кровле слоя. Разрез описывается снизу вверх по наслению пород.

ϵ_1^{sn} . Пачки 1-9, слои 9-18 [Путеводитель..., 1973; Журавлева и др., 1983б; Ярусное расчленение..., 1984].

Известняки серые и темно-серые, отдельные прослои вишнево-коричневые, слабо доломитистые, реже отмечаются доломиты, алевроитоглинистые (в разной степени), ПЛЗ-АЛЗ и комковатые (катаграфические и комки цианобактерий корифитон) внизу и АЛЗ - сверху; катаграфии слагают конгломератовидный прослой вблизи основания разреза. Слоистость волнистая, горизонтальная, реже косяя. Отмечены находки цианобактерий: корифитон, проаулопора, катаграфии; хиолиты, археоциаты, трубчатые и прочие проблематики, ханцеллории. Схема распределения органических остатков в породах следующая.

Пачки 1-9, слой 9-18 = $4\Pi^2_{эл} - 10\Pi^6_{пк/нс} - 13\Pi^1_{н}$;

(1-2) $\Pi^2_{скх1ф-2}$;

(1-2) $\Pi^2_{х1кф/сжачп} - (1-2)\Pi^{10}_{кф-2\Pi^{10}_{к/ч}}$; (1-2) $\Pi^1_{р-2\Pi^{10}_{кх1}}$;

(1-2) $\Pi^1_{а4с-2\Pi^{10}_{к}}$; $2\Pi^{10}_{кч-2}$; $2\Pi^2_{х1г/кфч} - (1-2)$; 2-2.

$\Sigma_{10}^{rg} 1$. Пачка 10.

Слой 10 - известняк вишнево-коричневый тонкоплитчатый АЛЗ, слабо глинистый с остатками (10%) скелетных проблематик, $2(14,6)\Pi^{10}_{к}$, а также с детритом хиолитов, $2/хс/$. Слой 10- $2\Pi^{10}_{к-2/хс/}$.

Слой 11 - известняк вишнево-коричневый плитчатый АЛЗ, с разнообразными скелетными окаменелостями, с желваками ПЛЗ известняка (1-2) $\Pi^1_{а4х1гкфч}$, переходит по простираанию в известняк ПЛЗ-АЛЗ биогермный, с археоциатами и ренальцисами, (1-2) $\Pi^1_{а1р}$ и перекрывается известняком АЛЗ алевроитоглинистым $2(14, 15)$. Слой 11= $2\Pi^2_{а4х1гкфч} (1-2)\Pi_{а1р-2/х/}$.

Пачка 11.

Слой 12 - известняк вишнево-коричневый тонкоплитчатый АЛЗ, с раковинами хиолитов, $2\Pi^2_{х1}$, сверху переходит в известняк ПЛЗ-АЛЗ желваковидный, с детритом хиолитов, (1-2)/хп/ и спикулами губок.

Слой 13 - известняк вишнево-коричневый плитчатый и массивный ПЛЗ-АЛЗ желваковидный; с прослоями плоскогалечных конгломератов (внизу), с детритом хиолитов и спикул губок, (1-2)/хп/, сверху переходит в известняк АЛЗ, с ходами илоедов, $2\Pi^5_{и1}$.

Схема 12-13=(1-2)/хп/- $2\Pi^5_{и1}$.

Не обнажено 0,5 м, вероятно 2-15? (до 21,55 м).

Слой 14 - известняк ПЛЗ-АЛЗ, (1-2), сверху переходит в известняк АЛЗ алевроитоглинистый мутьдообразнослоистый, $2(14,15)$. Слой 14=(1-2)-2.

Слой 15 - известняк вишнево-коричневый тонкоплитчатый АЛЗ, с желваками известняка, ПЛЗ, с ренальцисами и раковинами гастропод, с детритом хиолитов, $2\Pi^1_{рг/х/}$.

Слой 16 - переслаивание (по 0,25 м) вишнево-коричневых тонкоплитчатых известняка АЛЗ, $2\Pi^2_{х1кфч}$ и алевролита, 15; в верхней половине слоя в известняке выявлены окаменелости хиолитов, гастропод, трубчатых и прочих проблематик, ханцеллорий.

Слой 17 - известняк вишнево-коричневый плитчатый АЛЗ, с желваками ПЛЗ известняка в нижней части слоя, со знаками мелкой ряби - в верхней.

Слой 15-17 = $2\Pi^1_{рг/х/} - 2-15$; $2\Pi^2_{х1кфч-2/х/}$.

Слой 18 - известняк вишнево-коричневый массивный и волнисто-слоистый АЛЗ мелкожелваковидный с ренальцисами, гастроподами и мелким детритом раковин. Слой 18- $2\Pi^1_{рг-2/д/}$.

Не обнажено 0,4 м (до 28,0 м), очевидно 2-2?

Слой 19 - известняк вишнево-коричневый АЛЗ, с мелкими желваками (20%)
28,5 м известняка ПЛЗ-АЛЗ, с мелким детритом, 2 /д/. Слой 19=2/д/-
2/д/.

Слой 20 - известняк вишнево-коричневый тонкоплитчатый волнисто-слоистый,
30,3 м с детритом археоциат и хиолитов, 2/ха/ с прослоями (2-3 см) известняка ПЛЗ-АЛЗ, переходящими по простираению в известняк ПЛЗ-АЛЗ биогермный с археоциатами, ренальцисами, эпифитонами, (1-2)I¹a1рэ.
Слой 20=(1-2)I¹a1рэ-2/ха/.

Слой 21 - известняк вишнево-коричневый АЛЗ алевритоглинистый, с мелкими
31,5 м желваками (10%) и детритом хиолитов, 2/х/-2. Не обнажено 2 м (до 33,5 м), вероятно те же известняки, 2-2?

Є₁ t^{rg}. Пачка 12.

Слой 22₁ - известняк вишнево-коричневый АЛЗ и ПЛЗ-АЛЗ (многократное переслаивание). Отмечаются археоциаты, хиолиты, брахиоподы, ханцеллории и спикулы губок. Слой 22₁=2-(1-2)II¹a4x1; (1-2)II²x161чп-2; 2-(1-2)-2; I I¹a1рэ-2II²x1.

Пачка 13₁.

Слой 22₂ - известняк, как в слое 22₁. Слой 22₂=(1-2)II⁸61a4/хгк/-2;
38,7 м 2-2/хбчд/.

Слой 23₁ - известняк серый биогермный ПЛЗ, археоциатово-цианеевый, с прослоями известняка желваковидного ПЛЗ-АЛЗ, (1-2) с раковинами хиолитов, брахиопод, ханцеллорий, скелетных проблематик, с остатками продуктов жизнедеятельности цианобактерий, с ходами илоедов. Слой 23₁=II¹a1рэж-(1-2)II²x161 фчрэ ↔ (1-2)II⁵ и1.

Є₁ t^{ln}. Пачка 13₂.

Слой 23₂ - известняк серый биогермный ПЛЗ, I¹a1рэж, с прослоями облекающих биостромных слоев известняка ПЛЗ-АЛЗ, со склеритами ханцеллорий, спикулами губок, скелетными проблематиками, археоциатами, с детритом хиолитов и брахиопод, (1-2)II⁹чпфа4/бх/, перекрывающихся известняком АЛЗ, нередко с ходами илоедов и микрокомками, 2II⁵ и1 /уд/.

Слой 23₂ = I¹a1рэж-(1-2)II⁹чпфа4/бх/-2II⁵ и1; многократно повторяется.

Выше по наслоению разрез хорошо сопоставляется с разрезом у пос. Малькан, поэтому детально не описывается, а приводится лишь схема наслоения пород в разрезе и окаменелости.

Суммируем описание разреза (схема 2).

Приведенная схема позволяет отметить следующие особенности наслоения пород в разрезе и смены населения. Отложения зоны *Aldanocyathus sunpagicus* делятся на две части. Нижняя слагается комковатыми известняками (корилофитон) и доломитами (катаграфии), доломитом АЛЗ и плоскогалечниковым доломитовым конгломератом. Верхняя часть этого горизонта представлена известняками ПЛЗ-АЛЗ и АЛЗ в многократном переслаивании, что ведет к повторению ассоциаций (1-2)-2. С разными элементами этой ассоциации связаны разные типы населения. С первым элементом (1-2) отмечаются сообщества на основе продуктов жизнедеятельности цианобактерий (проаулопора, ренальцис) с археоциатами, хиолитами, скелетными проблематиками. Со вторым элементом породной ассоциации, известняком АЛЗ, 2 отмечаются трубчатые проблематики, а также мелкий неопределимый детрит. Снизу вверх по наслоению несколько возрастает доля известняков АЛЗ, появляются ассоциации 2-2, что создает направленность состава горизонта.

Отложения зоны *Dokidocyathus regularis* (t^{rg}) сохраняют такой

Схема 2

Наслоение пород и население в разрезе у пос. Исить

Возраст- ной ин- декс	№ пачки	№ слоя	Ассоциация пород и население		
			реальная	идеализированная	
1	2	3	4	5	
$\epsilon_1^{t^{sn}}$	1	18а	4Г ² эл-10П ⁶ пк/н/ 13Ш ¹ О-(2-12)Ш ¹ О	4Г ² эл-10П ⁶ пк/н/- -13Ш ¹ О	
	2-6	17-16	(1-2)Ш ² скх1ф-2	(1-2)Ш ² скх1ф- -2П ¹⁰ к	
		15-13	(1-2)П ² х1кф/сжачп/(1- 2)П ¹⁰ кф-2П ¹⁰ к/ч/		
		12-11	(1-2)П ¹ р-2П ¹⁰ кх1	(1-2)П ¹ р-2П ¹⁰ кх1	
		10	(1-2)П ¹ а4с-2П ¹⁰ к 2П ¹⁰ кч-2	(1-2)П ¹ а4с-2П ¹⁰ к 2П ¹⁰ кч-2	
	7-8		2П ² х1гкфч-(1-2)	2П ² х1гкфч-(1-2)	
	9		2-2	2-2	
	$\epsilon_1^{t^{rg1}}$	10	10-11	2П ¹⁰ -2/хс/; (1- 2)П ¹ а4х1гкфч←(1- 2)Г ¹ а1р-2/х/	(1-2)П ¹ а4х1гкфч← ←(1-2)Г ¹ а1р-2/х/
		11	12	2П ² х1-(1-2)/хп/	2П ² х1-(1-2)
13			(1-2)/γхп/-2П ⁵ и1 Не обнажено 0,5 м, вероятно, 2-15?	(1-2)/γ/-2П ⁵ и1 2-15?	
14			(1-2)-2	(1-2)-2	
15-16			2П ⁷ гр/х/-2П ² х1гкфч-15	2П ⁷ гр-2П ² х1гкфч- 15	
16-17			2П ² х1кфч-2/х/	2П ² х1кфч-2/х/	
18			2П ⁷ гр-2/д/ Не обнажено 0,4 м, 2/д/-2?	2П ⁷ гр-2/д/	
19			2/д/-2/д/	2/д/-2/д/	
11		20	(1-2)Г ¹ а1рэ-2/ха/	(1-2)Г ¹ а1рэ-2/д/	
		21	2/хγ/-2	2/дγ/-2	
$\epsilon_1^{t^{rg2}}$		12		Не обнажено 2м, вероятно, 2-2?	2-2?
	22 ₁		2-(1-2)П ¹ а4х1 (1-2)П ² х1б1чп-2	2-(1-2)П ¹ а4х1 (1-2)-2П ² х1б1чп	

Продолжение схемы 2

1	2	3	4	5
			2-(1-2)-2 1Г ¹ а1рэ-2П ² х1	(1-2)-2 1Г ¹ а1рэ-2П ² х1
	13 ₁	22 ₂	(1-2)П ⁸ 61а4/хгк/-2 2-2П ⁵ и1/хбчγ/ 23 ₁ 1Г ¹ а1рэж ← (1- 2)П ² х161фчрэ ← (1-2)П ⁵ и1	(1-2)П ⁸ 61а4/хгк/-2 2-2П ⁵ и1/хбчγ/
ε ₁ ^{ln}	13 ₂	23 ₂	1Г ¹ а1рэж-(1- 2)П ⁹ чпфа4/6х/-2П ⁵ и1/γ/ Многократно повторяется	1Г ¹ а1рэж-(1- 2)П ⁹ чпфа4/6х/- 2П ⁵ и1
	14	24	(1-6)П ² хГ/чбар/-(1-2)- -2П ⁵ и1/6п/	(1-2)П ² х1-2П ⁵ и1 2-2
			(1-2)/хч/-2П ⁵ и1	
		25	2П ² хГ/д/-(1-2)П ² х1/пбч/ Не обнажено 3 м, вероятно, 2-2?	
		26	2-(1-2) (1-2)П ² х1/рбпча/-(1- 2)П ⁵ и1 Не обнажено 3 м, вероятно, 2-2?	
		27	(1-2)П ² х161фч-2П ² х1	
		28	(1-2)/γ/-2	
	15 ₁	29-30 30 31 32	2-(1-2)/дγ/	2-(1-2)П ⁵ и1/дγ/
			2-(2-10)П ⁵ и1/хγ/	
			2-(1-2)/γх/	
2-(1-2)				
ε ₁ ^{zb}	15 ₂	33	(1-2)П ² х161фч-2П ⁵ и1	(1-2)П ² х161фч- -2П ⁵ и1
		34-35	2-2	2-2
	16	36-37 38-39	(1-2)П ¹ а46Г-2П ⁴ у, много- кратно повторяется 2П ² х1сж-2П ⁴ у	(1-2)П ¹ а46Г-2П ⁴ у 2П ² х1сж-2П ⁴ у

1	2	3	4	5	
		40	$(1-2)1^2_{\text{эра}2}-(1-2)I^2_{\text{эра}2}$	$(1-2)I^2_{\text{эра}2}-(1-2)I^2_{\text{эра}2}$	
$\epsilon_1^{a^{jk}}$	17 нохой- ская	41	2/д/-(1-2)/пбγ/, многократ- но	2/д/-(1-2)/пбγ/	
		42	$2II^2x1x2-(1-2)/\gamma/$	$2II^2x1x2-(1-2)/\gamma/$	
		43-44	$2-(1-2)/\gamma/$	$2-(1-2)/\gamma/$	
		45	$(1-2)I^2_{\text{эра}2}/\text{п}/-(1-2)III^3_c$	$(1-2)I^2_{\text{эра}2}-(1-2)III^3_c$	
		46	$2II^3\tau 361-2II^5_{\text{и}1}$	$2II^3\tau 361-2II^5_{\text{и}1}$	
		47	$(1-2)II^3\tau 3/\text{хлчэ}/-2II^2x1x2$	$(1-2)II^3\tau 3-2II^2x1x2$	
		48	$2II^3\tau 361-2II^5_{\text{и}1}?$	$2II^3\tau 361-2II^5_{\text{и}1}?$	
		49	$(1-2)I^1_{\text{а}I\text{рэ}}-(1-2)II^2_9x261/\text{пт}/-(1-2)II^1_{\text{чх}261}/\text{п}/$	$(1-2)I^1_{\text{а}I\text{рэ}}-(1-2)II^2x261_{\text{ч}}$	
		50	$(1-2)III^2_c-(1-2)II^3\tau 3-(1-2-10)II^5_{\text{и}1}/\text{п}/$	$(1-2)II^3\tau 3-(1-10)II^5_{\text{и}1}$	
		17	51	$(1-2)II^{10}_{\text{ф}/\text{п}/-2}$ $(1-2)I^2_{\text{рэ}2-2}$ $(1-2)/\gamma/-2II^3\tau 1$	$(1-2)II^{10}_{\text{ф}2}$ $(1-2)I^2_{\text{рэ}2-2}$ $(1-2)/\gamma/-2II^3\tau 1$
$\epsilon_1^{a^i}$	18	52	10-10 $10II^3\tau 1-10II^3\tau 1$ Не обнажено 22 м, вероятно, 10-10?	$10II^3\tau 1-10II^3\tau 1$ 10-10?	
	"звонкие" доломи- ты	19	53	$(4-5)III^1_o-(4-5)III^3_n$, много- кратное чередование	$(4-5)III^1_o-(4-5)III^3_n$
		чуранская	54	$4III^1_o-4III^1_o-2?$ многократное чередование	$4III^1_o-4III^1_o-2?$
$\epsilon_1^{a^{an}}$	20, К-Л	55	$2-(12-10)III^3_n$	$2-(12-10)III^3_n$	
	21, М-Н	56	$10-10III^1_o?$ Не обнажено 7 м, вероятно, 10-11?	$10-10III^1_o?$ 10-11?	
		57	$11-(10-12)III^1_o$	$11-(10-12)III^1_o$	

Примечание. Выше идут доломиты с *Vulajaspis* (около 7 м вверх от слоя 57). Номера пачек даны по [Ярусное расчленение..., 1984], номера слоев, начиная с пачки 10, - по описанию авторов.

же состав пород и породных ассоциаций, однако количественное соотношение пород в нижней и верхней частях зоны различается. В нижней части зоны (t^{rg1}) возрастает доля АЛЗ известняков и ассоциаций 2-2, иногда с алевролитом, 2-2-15. Отмечаются две генетические разновидности АЛЗ известняков, одни из них (горизонтально- и волнисто-слоистые) - при деградации и перемыыве цианобактериальных известняков, другие - при перекристаллизации последних на месте образования (желваковидные, биостромные и тафостромные ренальциновые известняки). Принимая во внимание первичную структуру этих образований (ПЛЗ известняк), можно разделить отложения зоны t^{rg1} на четыре ритмично построенные пачки. Начальным членом каждой из них будет ПЛЗ известняк цианобактериальной природы (в том числе биогермы в первом и четвертом ритмах), с которым ассоциируют археоциаты, гастроподы, хиолиты, скелетные проблематики, а конечным - АЛЗ известняк, продукт деградации и перемыыва цианобактериальных образований (микрокомки). В последних наблюдается мелкий неопределимый раковинный детрит и следы жизнедеятельности (ихнофауна). Конечный член каждого ритма, ассоциация АЛЗ известняков 2-2, представлен более полно, нежели начальный, ассоциация (1-2)-2.

Верхняя половина отложений зоны (t^{rg2}) слагается такими же породами и в той же последовательности, что и нижняя. Однако начальный член каждого ритма (цианобактериальные ПЛЗ и ПЛЗ-АЛЗ известняки) развит значительно полнее конечного АЛЗ известняка, особенно к кровле толщи (пачка 13, слой 23).

Зона *Dokidocyathus lenaicus* (t^{ln}) представлена такими же породами, как нижележащая, однако обнаженность разреза неполная. Из всех пород наиболее легко эродируются непрочные АЛЗ известняки, поэтому мы можем предположить чрезвычайно высокую долю этих известняков в составе отложений зоны. Здесь можно выделить пять ритмично построенных пачек, аналогичных пачкам в нижележащей зоне t^{rg} . Однако с учетом предполагаемого породного заполнения необнаженных участков строение каждой такой пачки представляется резко асимметричным: слабо развитый начальный элемент, ПЛЗ и ПЛЗ-АЛЗ цианобактериальные известняки и многократно повторяющийся конечный элемент ритма, ассоциация АЛЗ известняков 2-2. Исключение составляет самая нижняя часть отложений зоны (см. схему, пачка 13₂, слой 23₂), в которой сильнее развит первый элемент ритма. Однако эта часть лишь подчеркивает направленность в изменении состава отложений зоны снизу вверх по наслоению.

Отложения зоны *Retecoscinus zegebarti* - *Profallotaspis jakutensis* (a^{zb} - a^{jn}) слагаются такими же породами и в такой же ритмичной повторяемости, как и нижележащие, однако конечный член ритма, АЛЗ известняки, 2-2, сильно редуцирован по сравнению с подстилающими отложениями. Кроме того, в породах отмечается незначительная доломитизация (дополнительная разновидность известняков АЛЗ, единично переходная разновидность известняк ПЛЗ-АЛЗ - доломит АЛЗ, 1-2-10). Выделяется девять ритмично построенных пачек. Полнота их строения неодинаковая, первый элемент ритма - породные ассоциации с цианобактериальными образованиями. Более полно они развиты во второй половине зоны (см. схему 2, пачка 17, нохоройская, слои 45 и 49, 50). Эта часть разреза представляет особый интерес для понимания природы границы томмотского и атабанского ярусов. Отмечены особенности состава отложений свидетельствуют о том, что биостратиграфическая граница проходит в петрографически однородной области и совпадает с новым этапом усиления жизнедеятельности цианобактерий после некоторого его затухания в конце томмотского века. Фак-

тически вместе с цианобактериями начинают процветать симбионтные с ними организмы, к каковым безусловно относятся археоциаты, основная часть находок которых (60-70%) связана с населением I типа в биогермах. Хиолиты и брахиоподы занимали соседние, ближайшие к иловым археоциатово-цианобактериевым холмам, биотопы и могли встречаться совместно с археоциатами. Трилобиты являются антиподами археоциат и всегда отмечаются с продуктами деградации цианобактериальных образований. Поскольку процесс деградации следует неизбежно после роста и жизнедеятельности цианобактерий, постольку не исключено, что условия обитания и послужили причиной некоторого запаздывания трилобитов во времени по сравнению с археоциатами. Поэтому граница томмотского и атдабанского ярусов по археоциатам устанавливается в середине пачки 15 (см. схему 2, а также [Ярусное расчленение..., 1984]).

Отложения зоны *Fallotaspis* (a^f) датируются находками трилобитов в 5 м от основания пачки 18 [Ярусное расчленение..., 1984]. Пачка фактически полностью задернована, поэтому ее петрографическая характеристика дается условно.

Вышележащие пачки 19, чуранская 20, слой К-Л и 21, слой М-Н содержат население III типа, представленное цианобактериями, продукт жизнедеятельности которых - оолиты (онколиты) и катаграфии.

Сонахождение пород в разрезе у пос. Исьть. Характеристика петрографического состава дается по обн. 8209 и 8306 с дополнением по [Путеводитель, 1973; слой 1-9] и по описанию обнажения Ю.Л. Пельманом, любезно предоставившим в наше распоряжение коллекцию шлифов.

В основании разреза обнажается доломит катаграфиевый (2 м) толбинской свиты (венд), которая перекрывается пестроцветной нижней кембрия. В составе последнего выделяются отложения томмотского яруса с зонами *Aldanocyathus sunnaginicus*, *Dokidocyathus regularis* и *Dokidocyathus lenaicus* - *Tumuliolynthus primigenius* и атдабанского яруса с зоной *Retecoscinus zegebarti*, в составе которой по трилобитам выделены зоны *Profallotaspis jakutensis* и *Fallotaspis*. Верхняя граница зон *Retecoscinus zegebarti* и *Fallotaspis* не установлена.

Отложения зоны *Aldanocyathus sunnaginicus* делятся на две части. В нижней части этого биостратиграфического горизонта отмечены известняки и доломиты комковатые и плоскогалечный доломитовый конгломерат: 4-10-13, в верхней - переслаивание известняка ПЛЗ-АЛЗ и АЛЗ. В этой части горизонта выделено три набора породных ассоциаций (снизу вверх по наслоению): (1-2)-2 → (1-2)-(1-2); 2-(1-2) → 2-(1-2); 2-(1-2) → 2-2, что нашло отражение в схеме наслоения (табл. 12).

Зона *Dokidocyathus regularis* (интервал 14-41 м, слой 10-23₁) имеет перерывы в обнаженности, особенно заметные вблизи кровли, которые, судя по строению разреза, скрывают известняки АЛЗ. В составе этого биостратиграфического горизонта заметно преобладают известняки АЛЗ, 2, им уступают известняки ПЛЗ-АЛЗ, (1-2); отмечаются редкие слои алевролита, 15. Переходная разновидность ПЛЗ-АЛЗ известняка приурочена преимущественно к нижней и верхней частям горизонта, создавая подобие симметричного его строения (см. схему 2). В составе нижней части горизонта выделено 8 наборов породных ассоциаций (снизу вверх по наслоению): 2-2 → (1-2)-(1-2); 2-2 → (1-2)-(1-2); 2-2-15? → 2-(1-2); 2-2-15 → 2-2; 2-2 → 2-2; 2-2 → 2-2 → 2-(1-2); 2-2 → 2-2, два раза.

В верхней части отложений зоны (t^{rg2}) роль ПЛЗ и ПЛЗ-АЛЗ известняков возрастает, этой части соответствуют 4 набора породных ассоциаций: 2-(1-2) → (1-2)-2; 2-(1-2) → 2-1; 2-(1-2) → 2-2; 2-1 → (1-2)-(1-2).

Таблица 12

Биостратиграфические и петрографические горизонты и наборы породных ассоциаций в разрезе у пос. Исить

№	Биостратиграфический горизонт	Набор породных ассоциаций						Петрографический горизонт	
		из пород одного типа	двухчленный		трехчленный		Всего	Схема наложения пород	№
			а	б	а	б			
V	Fallotaspis							10-10 → 11-10*	VII
								10-10 → 10-11 → 11-(10-12)*	VI
								2-(12-10)	V
								4-(5-4)-2	IV
								10-10-(2-10)*	III
IV	Retecoscinus zegebarti - Leptosocyathus polyseptus - Profallotaspis jakutensis	-	1	11	-	-	12	2:(1-2) = 1:1 2-(1-2)	IIД
III	Dokidocyathus lehaicus - Tumuliolynthus primigenius	12	2	6	-	-	20*	2:(1-2)=4:1; (1-2)-2-2 → 2-2;	IIГ
II	Dokidocyathus regularis		2	2	-	-	4	2:(1-2) = 1:1 2-(1-2)	IIВ
			2	6			8	2:(1-2) = 3-1 2-2 → (1-2)-2	IIБ
I	Aldanocyathus sunnaginicus	-	1	1	-	-	3	2:(1-2) = 1:1 (1-2)-2	IIА
		-	-	-	1	-	1	4-10-13	I

Примечание. а - полноразвитый; б - вырожденный; звездочкой отмечен слой с неполной обнаженностью.

Зона *Dokidocyathus ienaeus* - *Tumuliolynthus primigenius* (интервал 41,0-75 м) вскрыта также с перерывами, довольно большими вблизи подошвы и кровли, что затрудняет петрографическую характеристику пограничных областей этого биостратиграфического горизонта. С учетом предполагаемого состава пород в задернованных участках (известняки АЛЗ) в разрезе выделено 20 наборов породных ассоциаций (снизу вверх): 1-(1-2)-2 → 1-(1-2)-2, два раза, (1-6)-(1-2)-2 → (1-2)-2; 2-2 → 2-2? пять раз?; 2-(1-2) → 2-2; 2-2 → 2-2? три раза?; 2-(1-2) → (1-2)-(1-2); 2-2 → 2-2? три раза?; (1-2)-2 → (1-2)-2; 2-2 → 2-2?; 2-(1-2) → 2-(2-10); 2-(1-2) → 2-(1-2). Перечень пород, их сочетания и распределение в горизонте сходны с нижележащим биостратиграфическим горизонтом, это позволяет нам объединить два биостратиграфических горизонта в один петрографический (см. табл. 12).

Зона *Retecoscinus zegebarti* - *Profallotaspis jakutensis* (интервал 75-92 м) имеет условную верхнюю границу, выше которой установлены находки трилобитов *Fallotaspis*, по которым намечено вероятное положение нижней границы зоны того же названия; верхняя граница зоны *Fallotaspis* не установлена, что, по-видимому, объясняется слабой обнаженностью соответствующей ей части разреза (около 20 м). В обнаженной (нижней) части разреза отмечается преобладание известняков АЛЗ и ПЛЗ-АЛЗ и выделено 12 наборов породных ассоциаций (снизу вверх по наслоению): (1-2)-2 → 2-2; (1-2)-2 → (1-2)-2, два раза; 2-2 → (1-2)-(1-2); 2-(1-2) → 2-(1-2); два раза; 2-(1-2) → 2-(1-2); (1-2)-(1-2) → 2-2; (1-2)-2 → 2-2; (1-2)-(1-2) → (1-2)-(1-2); (1-2)-(1-2-10) → (1-2)-2; (1-2)-2 → (1-2)-2. Выше располагается толща слабо обнаженных "звонких" доломитов (пачка 18 [Ярусное расчленение..., 1984]) с прослоями известняков, схему наслоения которых можем условно изобразить так: 10-10 → (10-2) (см. табл. 12).

Доломиты в этой пачке являются вторичными, они образовались по известнякам в основном на стадии раннего диагенеза. Чтобы понять положение известняков в разрезе и их вероятную природу, рассмотрим особенности состава и строения второго петрографического горизонта, охватывающего возрастной интервал

$t_{sn2} - a_{zb} - a_{jk}$. В составе горизонта можно выделить 5 подгоризонтов, различающихся по соотношению типов пород: известняков ПЛЗ-АЛЗ и известняков АЛЗ. В одних подгоризонтах (А, В, Д) частота встречаемости этих пород одинакова, в других (Б, Г) существенно преобладает известняк АЛЗ. В этом ряду подгоризонтов известняки III петрографического горизонта, превратившиеся в доломиты, занимают такое же положение, как подгоризонты Б и Г. Следовательно, можно сказать, что данные известняки имели в основном АЛЗ структуру и образовались в процессе деградации и перемыва продуктов деградации цианобактериальных известняков.

Выше располагается чуранская пачка (пачка 19, слои 53, 54, интервал 134-154 м) псевдооолитовых, 4, и сферолитово-псевдооолитовых, (5-4) и АЛЗ, 2, известняков. Детально строение этой пачки не изучалось, поэтому схема наслоения дается условно (см. табл. 12). Стратиграфическая позиция не ясна.

Выше устанавливается марбадайский горизонт, стратиграфическая позиция которого также остается неясной (интервал 154-170 м, слои 55-57). В составе горизонта выделяются слои К-Л, представленные белыми известняками АЛЗ и доломитами катаграфиевыми: 2-(12-10). Горизонт сменяется слоями М-Н, представленными доломитом ПСК и АЛЗ, последние с реликтами катаграфий: 10-10 → 10-11 → 11-(10-12). Схема наслоения дана условно, поскольку частота встречаемости слоев пород не установлена из-за неполной обнаженности толщи.

Перекрываются отложения толщей (свыше 60 м) доломитов, судя по опи-

санию которой [Ярусное расчленение..., 1984] схема наложения пород может быть условно представлена в виде: 10-10 → 11-10 (см. табл. 12).

Подведем итог петрографической характеристике разреза. В разрезе выделяются 5 биостратиграфических горизонтов и 7 петрографических (см. табл. 12). Первый петрографический горизонт совпадает по объему с первой половиной первого биостратиграфического и характеризуется присутствием известняка комковатого с *Korilophyton*, доломита АЛЗ и плоскогалечного доломитового конгломерата (см. табл. 12). Второй петрографический горизонт отвечает второй половине первого биостратиграфического горизонта, а также трем лежащим выше. В составе второго петрографического горизонта выделяются пять подгоризонтов, различающихся по соотношению известняка ПЛЗ-АЛЗ и АЛЗ. Пять выше лежащих петрографических горизонтов не имеют четкой стратиграфической привязки, можно лишь говорить об их положении в составе атдабанского яруса. Третий петрографический горизонт представлен доломитами АЛЗ с прослоями известняка АЛЗ, четвертый - псевдооолитовыми и псевдооолитово-сферолитовыми известняками, пятый - известняками АЛЗ и доломитами АЛЗ с реликтами катаграфий. В шестом петрографическом горизонте появляются доломиты ПСК, нередко окремненные и брекчиевидные. Седьмой петрографический горизонт нами не изучался; судя по литературным данным [Ярусное расчленение..., 1984], он имеет чисто доломитовый состав (см. табл. 12).

Основываясь на составе пород и их происхождении, в истории развития отложений у пос. Исить можно различать четыре этапа, каждый из которых начинается накоплением продуктов жизнедеятельности цианобактерий (петрографические горизонты и подгоризонты I+IIA; IIB; IID; IY+Y+YI), а завершается деградацией и размывом таких образований (петрографические горизонты и подгоризонты IIB; IIG, III; IYII).

Сообщества организмов и фации. Местоположение разреза Исить в общей структуре Атдабанского рифида - к западу от его тыльной стороны - зона VII, промежуточная между зонами VIII (Малькан) и VI (Журинский мыс).

Органический мир был представлен еще более богато, чем в зоне VIII, но также в основном только в первой половине раннего кембрия (томмотский - начало атдабанского века).

Известны все три типа населения, как и в разрезе Малькан (зона VIII); на уровне сообществ различия между зонами VIII и рассматриваемой (зона VII) были существенными.

I тип населения был представлен двумя сообществами - характерными как для небольших иловых холмов (I^1), так и для архециатово-цианобактериальных или чисто цианобактериальных лугов (I^2), не известных в зоне VIII (разрез Малькан).

Сообщество небольших иловых холмов было особенно характерно для томмотского века (t^{rg-ln}), но в единичном случае обнаружено на уровне a^{zb} . В его составе устанавливаются 3 сообщества второго порядка: I^1_{alp} ;

I^1_{alr} ; I^1_{alrj} .

Первое из них (I^1_{alp}), в составе которого были известны только архециаты, часто с выростами и разрастаниями, и цианобактерии *Renalcis*, появилось в начале времени t^{rg1} . В конце t^{rg1} (пачка 11, верх) состав названного сообщества несколько изменился за счет первых в это время кустистых водорослей - *Epiphyton* - I^1_{alrj} . Позднее (t^{rg2} , t^{ln} , a^{zb}) названные выше сообщества с участием *Epiphyton* стали в иловых холмах обычными. Биогермы с таким составом каркасостроителей были в пределах Сахайской органогенной полосы достаточно редки всегда, располагаясь в исключительно неблагоприятной обстановке (нохоройские известняки и доломиты).

Сообщество цианобактериальных с археоциатами лугов (I^2 эра2; I^2 рза2) в этой фациальной зоне встречено на трех временных уровнях, приуроченных ко времени a^{zb} (пач и 16 и 17, нохоройская). Археоциаты здесь редкие, очень небольших размеров, они не были каркасостроителями. Видимо, специфическая обстановка, представленная лугами со сплошными зарослями цианобактериальных шапочек (в ископаемом состоянии отвечают калиптрам), была не для всех археоциат оптимальной. Гирванеллы могли заноситься в луга посмертно, не являясь элементом сообщества (I^2 эра; I^2 арж).

В самом начале кембрия (t^{sn}) встречены строматолитовые луга, главную роль в составе которых играли цианобактерии Korilophyton (I^2 эл). Эти необычные по составу цианобактериальных органогенные постройки на других уровнях нигде не известны.

Можно предположить в конце атдабанского века развитие и третьего сообщества в составе населения I типа - цианобактериальных, неизвестных, также образовывавших строматолитовые постройки (I^3 л), однако недостаточная изученность верхней части разреза Исить не дает возможности ответить окончательно на этот вопрос.

II тип населения был наиболее разнообразным: только сообществ первого порядка в нем насчитывается до 8.

Первое сообщество II^1a4 , II^1a4x1 археоциатовое или археоциатово-хиолитовое (t^{rg2} , a^{zb}), достаточно редкое и специфическое. Сообщества второго порядка были представлены археоциатами с мелкими коническими кубками (II^1a4 , a^{zb}) или дисковидными (II^1a6x1 , t^{rg}); обе жизненные формы - показатель сильного заиления мягкого дна и взмученности осадка.

Встречено также сообщество второго порядка из так называемых межбиогермных фаций $II^1a4x1kgb1$, где совместно с археоциатами встречаются хиолиты, томмотиды, гастроподы, брахиоподы, трубчатые карбонатные и фосфатные проблематики, ханцеллории. Видимо, в таком составе сообщество могло существовать лишь в самом непосредственном контакте с каркасостроителями, играя роль "каркасолобов". Отсюда нередки случаи заноса раковин названных организмов в осадки иловых холмов ($t^{rg} - t^{ln}$).

Сообщество второго порядка с цианобактериями ренальцис II^1p (t^{sn}) встречается как монотипно, так и с гастроподами (t^{rg1}). Монотипных или доминантных сообществ сами гастроподы в рассматриваемой фациальной зоне не образовывали.

Хиолитовые сообщества установлены для томмотского и начала атдабанского веков (зоны $t^{sn2} - a^{zb} - a^{jk}$), позднее в рассматриваемой фациальной зоне они не известны, как и в начале времени t^{sn1} , что можно объяснить повышенной соленостью вод.

Отмечается восемь типов хиолитовых сообществ второго порядка: монотипное, II^2x1 (t^{rgq} , t^{ln} , a^{jk}), с трубчатыми проблематиками, II^2x1kf (t^{sn}), с гастроподами и ханцеллориями, $II^2x1gkfч$ ($t^{sn} - rg1$), с брахиоподами, ханцеллориями, спикулами губок и проблематиками, $II^2x1b1чп$, $II^2x1b1фч$, II^2x1b1 (t^{rg2} , t^{ln} , a^{zb}), с цианобактериями, $II^2x2сж$ (a^{zb}), $II^2x1b1фчрз$ (t^{rg2}).

Сообщество второго порядка трилобитов - $II^3т3$, Profallotaspis, в конце времени a^{zb-jk} по составу было близким к таковому в зоне VIII (разрез Малыкан). Однако для разреза Исить Л.Н. Репина [1982] отмечает из-

бирательное поселение этого сообщества уже на илистом, а не на плотном грунте (виды те же) при несколько меньшем осолонении вод. Сообщество во времени появлялось неоднократно (явление рекуррентии), видимо, каждый раз с возвратом подходящих условий на этом участке бассейна [Ярусное расчленение..., 1984, разрез За 7. Иногда это сообщество разнообразилось за счет присутствия брахиопод ($\Pi^3 \text{т}361$); детрит /пч/ был обычным.

Установлено сообщество проблематического *Aulophycus* - II⁴ у. Природа этого организма загадочна [Ярусное расчленение..., 1984; Асташкин, 1985 7, однако большое значение *Aulophycus* как показателя фаций несомненно. Всякий раз массовые захоронения *Aulophycus* (как в виде разрозненных форм, так и в виде скоплений, а также в виде окатанных обломков) указывают на частые перерывы в осадконакоплении, предельное мелководье, уплотнение дна в результате перекристаллизации осадка. Все попытки объяснить биологическую природу *Aulophycus* остались пока безуспешными: это и не водоросли, как думали Фентоны [Fenton, Fenton, 1933 7, и не губки, хотя спикеры *Protospongia* изредка обнаруживаются в его остатках.

Пятое сообщество было представлено формами, ползавшими по дну (ихнофауна, $\Pi^5 \text{и}1$). Следы, оставляемые этими организмами, различны как по размерам, так и по конфигурации, что указывает на некотором разнообразии состава, до сих пор мало изученного. Следы ползания встречаются на разных уровнях на всем протяжении томмотского и начала атдабанского веков ($t^{rg} - a^{zb}$), что свидетельствует о многократных кратковременных перерывах в осадконакоплении, сопровождавшихся уплотнением дна. Для представителя ихнофауны группировки ползавших, характерного для t^{lr} , была сделана попытка дать ему родовое название - *Rhizocorallium* [Ярусное расчленение..., 1984 7. Детрит /псбх/, сопровождавший это сообщество, указывает на близость существования и других группировок организмов.

В конце времени t^{rg2} появляется сообщество второго порядка беззамковых брахиопод с археоциатами, $\Pi^8 \text{б}1 \text{а}4$, в детрите встречены хиолиты, гастроподы, трубчатые проблематики.

Два последних сообщества скелетных проблематик в разрезе Малыкан представлены значительно более бедно. Сообщество, в котором доминантой считаются ханцеллории, могло быть подразделено на два сообщества второго порядка - $\Pi^9 \text{члфа} (t^{ln}) \Pi^9 \text{чх}16 (a^{zb} - a^{jk})$.

Сообщество трубчатых проблематик являлось особо представительным в томмотском веке и подразделялось на три сообщества второго порядка $\Pi^{10} \text{к}$, $\Pi^{10} \text{кч}$ и $\Pi^{10} \text{кх}1 (t^{sn})$. В атдабанском веке отмечалось сообщество проблематик, $\Pi^{10} \text{ф} (a^{zb} - a^{jk})$.

Такое разнообразие сообществ первого и второго порядка в зоне VII (разрез Исить) особо примечательно.

III тип населения представлен тремя сообществами первого порядка.

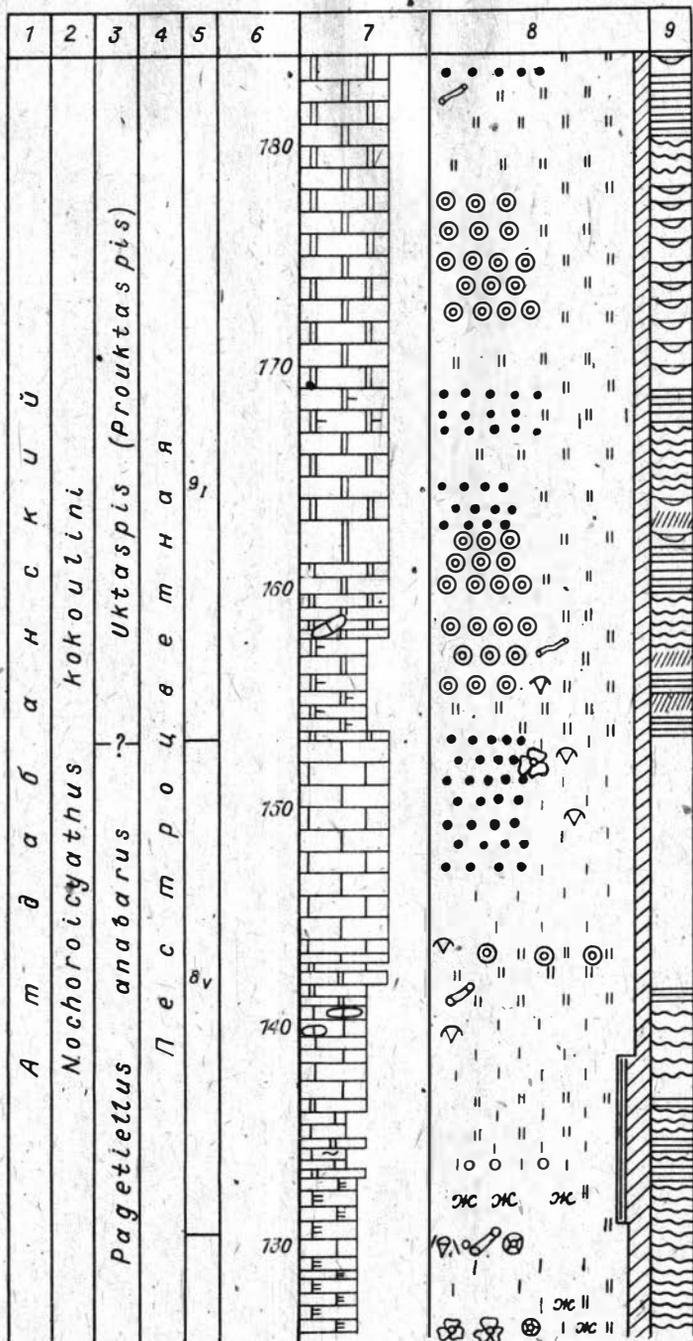
Сообщество цианобактерий ($\Pi^3 \text{о}$) без обызвестленного слоевища и, возможно, с участием других бактерий проявлено в виде двух сообществ второго порядка. Первое - в виде тех же оолитов - псевдооолитов чуранской пачки (включая пласты МН), что и в разрезе Малыкан. Состав организмов, участвовавших в образовании оолитов и псевдооолитов, не известен. Сообщество характерно для предельного мелководья, а в конце времени - с периодическим осушением, подвижной гидродинамикой в зоне течений и приливно-отливных волнений. Это могли быть барровые отмели.

Аналогично по составу сообщество $\Pi^3 \text{н}$, представленное в захоронении кактаграфиями (a^{zg}). Встречено оно на уровне слоев К-Л, а также в чуранской

Ярус	Зона			Слой	Мощность, м	Породно-сланцевая характеристика	Порода			
	по архециатам	по трамлобитам	Свита				Компонент, %		Текстура	
1	2	3	4	5	6	7	20	60	100	9
А т д а б а н с к и й	Fansuathus termontovae		П е с т р о ц в е т н а я	12	267			∇		
				11						
				10	255		⊙ ⊙ ⊙ ⊙	∇ Ж		
				9н						
				210						
				200			⊙ ⊙ ⊙ ⊙			
				190			⊙ ⊙ ⊙ ⊙			

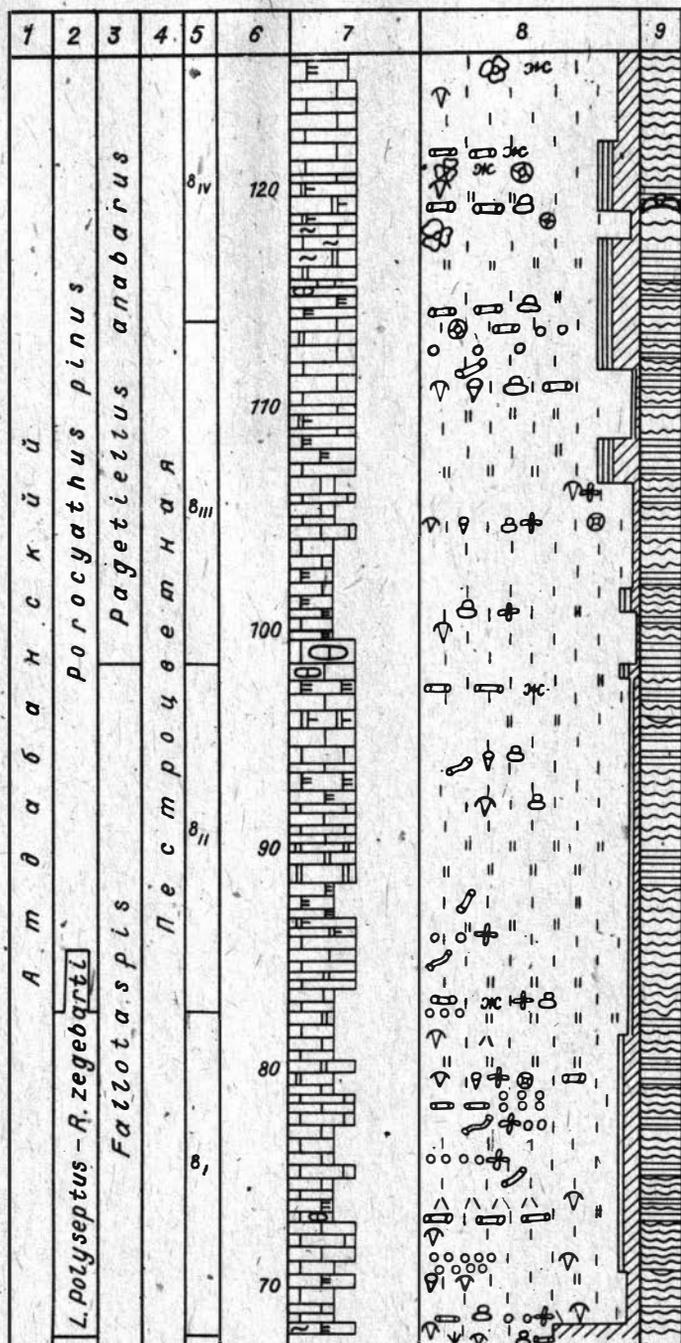
Рис. 11. Состав и строение нижнекембрийских отложений у Журинского мыса, обн. 8208. Биостратиграфическое расчленение по [Ярусное расчленение..., 1984],

Усл. обозн. см. на рис. 9.

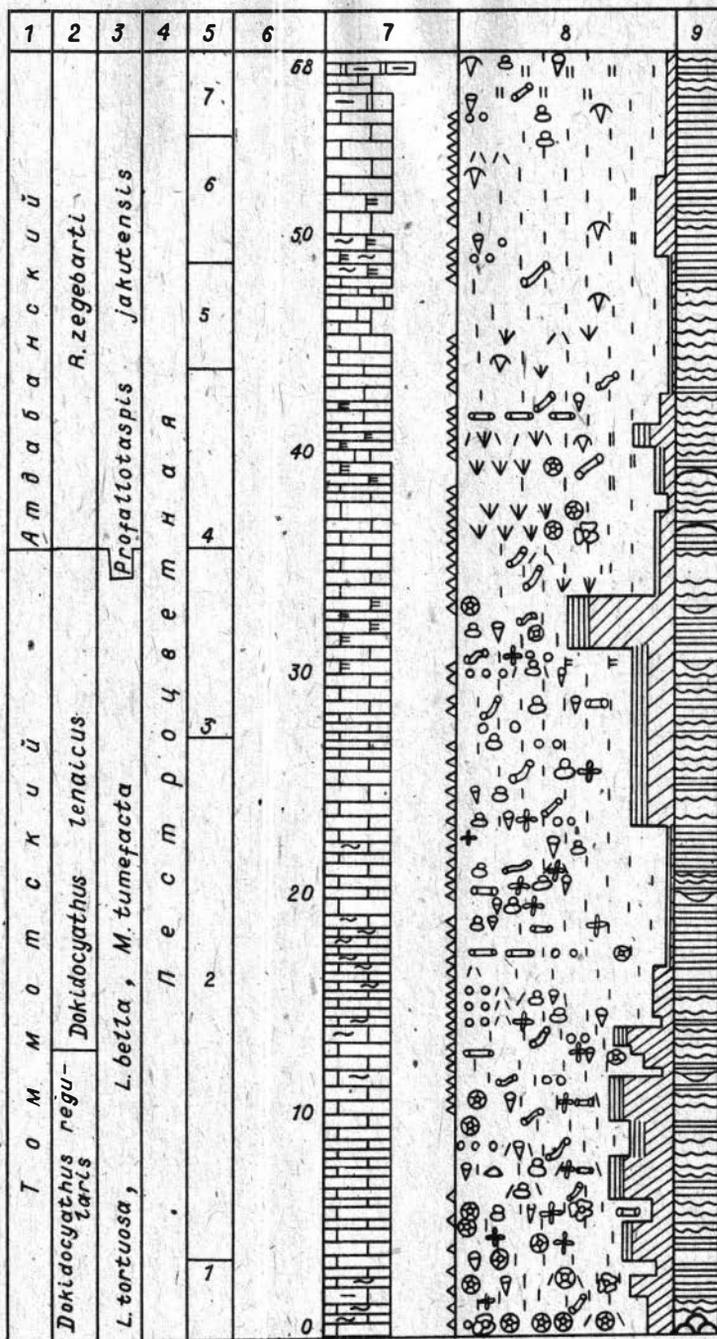


пачке, однако в этой зоне отмечается значительно реже, чем в предыдущей (разрез Малькан).

Сообщество с трубчатыми известковыми цианобактериями подразделялось



на два сообщества второго порядка, не считая того, что трубчатые цианобактерии как дополнительный компонент изредка проявляли себя в составе населения первого и второго типов (см. выше). Эти два сообщества второго по-



рядка III²скфх (t^{sn}) и III²с (a^{zb} - a^{jk}), соответственно, были не только значительно более редкими, чем в зоне VIII (разрез Малькан), но и фактически потерявшими свою породообразующую роль.

При сравнении населения зоны VII с сообществами, характерными для зоны VIII (разрез Малькан), нужно отметить:

1. Несколько меньшее число сообществ — показателей осолонения бассейна.

2. Больше разнообразие сообществ, входящих в состав населения I и II типов.

3. Значительно большее число сообществ переходного характера.

4. Если в зоне VIII формировались псевдооолиты (III¹о, чуранская пачка), то в зоне VII отмечены уже оолиты.

Все эти отличия указывают на непосредственную близость зоны VII (разрез Исить) к Атабанскому рифиду.

Обн. 8208, Журинский мыс

Правый берег р. Лены, среднее течение, напротив устья руч. Негюрчоне. Послойное описание разреза (рис. 11) снизу вверх по наслонению. От уреза воды ручья, принятого за 0 м, отмечается кровля слоя в метрах (этот уровень на 5 м выше уреза р. Лены).

Авторы уточнили верхнюю границу *D. regularis*, детализировали расчленение пачки восемь на пять частей.

€ t^{rg1}. Пачка 1.

Известняк ПЛЗ биогермный археоциатово-ренальцисовый, IГ¹а1р, перекрывается известняком АЛЗ с хиолитами, гастроподами, скелетными проблематиками и ханцеллориями, 2П²x1гкфч.

Схема: IГ¹а1р - 2П²x1гкфч.

Не обнажено 5 м, вероятно, известняк АЛЗ, 2-2?

Слой 1 - известняк ПЛЗ археоциатово-ренальцисовый биогермный, 1д (Iб, 3) 0,2 м IГ¹а1р, по простирацию - известняк АЛЗ с детритом, 2 /д/.

Слой 2, - известняк АЛЗ слабо волнисто-слоистый массивный с детритом (30%) 1,55 м археоциат, меньше брахиопод, губок, с желваками или обломками ПЛЗ известняка (20%), 2/абпγ/. Послойные стилолитовые швы.

Слой 3 - известняк АЛЗ глинистый алевролитистый тонкоплитчатый, с детритом 1,85 м археоциат (20%), ходы илоедов, 2(14, 15)П⁵и1 /а/.

Слой 1-3 = IГ¹ар-2/абпγ/-2П⁵и1 /а/.

Слой 4 - известняк ПЛЗ-АЛЗ археоциатово-ренальцисовый мелкожелваковидный, (1-2)IГ¹а1р, переходит по простирацию в известняк АЛЗ, 2П²x1а4чкф1 /п/, а кверху в известняк АЛЗ тонкоплитчатый с детритом археоциат (30%), 2/а/, затем в известняк ПЛЗ-АЛЗ, с желваками (15%) ПЛЗ известняка, с ренальцисом и археоциатами, (1-2)IГ¹а1р. Стилолитовые швы. Слой 4 = (1-2)IГ¹а1р-2П²x1а4чкф/п/.

Слой 5 - известняк вишнево-коричневый тонкоплитчатый АЛЗ алевролитистый, с 3,55 м псаммитовым и псефитовым детритом (10-20%), с прослоями толстоплитчатого с мелкими археоциатами, с желваками ПЛЗ известняка (15%), 2(15)П²x1а6. Знаки ряби с амплитудой 6-7 см.

Слой 4,5 = (1-2)IГ¹а1р - 2П²x1а6.

t^{rg2}. Пачка 2.

Слой 6 - известняк массивный красно-коричневый АЛЗ алевролитистый, с МПС 4,65 м детритом (10-15%), 2(15)П⁶пч, кверху слабо волнисто-слоистый мелкожелваковидный, желваки ПЛЗ-АЛЗ известняка, (1-2)П⁶пч/а/.

Слой 6 = 2П⁶пч - (1-2)П⁶пч /аγ/.

- Слой 7 - известняк вишнево-серый ПЛЗ-АЛЗ слабо алевритистый мелкожелваковидный волнисто-слоистый, (2-1). Стиллитовые швы.
- Слой 8 - известняк темно-вишнево-коричневый массивный АЛЗ с микрослойчатым распределением алевритового и псаммитового детрита хавцеллорий и губок и ПСЗ кальцита, 2 /пч/. Стиллитовые швы.
- Слой 7, 8 = (1-2)/γ/-2' /пч/.
- Слой 9 - известняк ПЛЗ-АЛЗ вишнево-коричневый мелко (1-2 см) желваковидный (до 30%) волнисто-слоистый с археоциатами, хиолитами, хиолительминтами, томмотидами, (2-1)Π¹а4х1кф.
- Слой 10 - известняк вишнево-коричневый массивный волнисто-слоистый АЛЗ слабо глинистоалеверитистый, 2(15, 14), Π²х161ф /пар/.
- Слой 11 - известняк АЛЗ волнисто-слоистый, 2, сверху переходит в ПЛЗ, 1. 6,15 м Слабое растворение.
- Слой 9-11 = (1-2)Π¹а4х1кф-2Π²х161ф /пар/-2.
- Слой 12 - известняк темно-вишнево-коричневый АЛЗ глинистый, 2(15,14) Π⁵и1 /б/, с тонкими прослоями мелкожелваковидного ПЛЗ известняка, 1. Слой 12 = 1-2Π⁵и1 /б/, несколько раз.
- Слой 13 - известняк ПЛЗ-АЛЗ волнисто-слоистый желваковидный, (1-2), переходит по простиранию в известняк АЛЗ, 2Π²х1кфб1 /пс/. Слой 13 = (1-2)-2Π²х1кфб1 /пс/.
- Слой 14 - известняк темно-вишнево-коричневый массивный, АЛЗ алевритистый, с тонкими прослоями желваковидного известняка ПЛЗ (50%), (1-2); знаки ряби, мутьдообразная? слоистость; сверху АЛЗ с детритом, 2(15)Π⁵и1 /х/. Стиллитовые швы. Слой 14 = (1-2)-2Π⁵и1 /х/.
- Слой 15 - известняк светло-зеленый ПЛЗ-АЛЗ мелкожелваковидный, (1-2)/γ/. 10,25 м
- Слой 16 - известняк темно-вишнево-коричневый слабо волнисто-слоистый АЛЗ мелкожелваковидный, с прослоями ПЛЗ известняка через 10-15 см, с археоциатами, 2(1, 15)Π¹а4. Стиллитовые тонкие швы. 10,90 м
- Слой 17 - известняк темно-вишнево-коричневый массивный АЛЗ, алевритоглинистый плитчатый, с ходами илоедов? 2(14, 15)Π⁵и1? 11,25 м
- Слой 15-17 = (1-2)/γ/-2Π¹а4-2Π⁵и1?
- Слой 18 - известняк темно-вишнево-коричневый АЛЗ алевритистый, 2(15), 11,55 м сверху переходит в известняк ПЛЗ-АЛЗ желваковидный, с детритом и целыми археоциатами, (1-2)Π²х3а4/пс/. В известняке АЛЗ эрозионные границы микрослойков, мелкие гальки аргиллита. Слой 18 = 2-(1-2) Π²х3а4 /пс/.
- Слой 19 - известняк серовато-зеленый ПЛЗ мелкожелваковидный микрокомковатый с трубчатыми цианобактериями, 1./сγ/. 11,80 м
- Слой 20 - известняк темно-вишнево-коричневый массивный и тонкогоризонтально-слоистый АЛЗ-ПЛЗ детритовый, послойно глинистый, алевритистый или желваковидный, (1-2-6) /х/, сверху переходит в известняк АЛЗ глинистый, с мелкими желваками ПЛЗ известняка, 2(1, 14). Эрозионные границы микрослойков АЛЗ с ПЛЗ известняком, мелкие галечки глины. 12,45 м
- Слой 19,20 = 1/γс/ - (2-1-д)/х/-2/γ/ - два раза.
- Слой 21 - известняк АЛЗ-ПЛЗ мелкожелваковидный, (2-1)/γ/, с тонкими прослоями (1-2) известняка тонкогоризонтально-слоистого АЛЗ, с детритом, 2/д/. Слой 21 = (1-2)/γ/-2/д/. 12,65 м
- Слой 22 - известняк темно-вишнево-коричневый волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ алевритоглинистый, (1-2)(3, 14, 15)/с/, вблизи кровли - с глинистыми галечками, переходит сверху в известняк АЛЗ, с ходами илоедов, 2Π⁵и1 /γ/. Слой 22 = (1-2)/с/ - 2Π⁵и1 /γ/. 13,15 м

ln.

Слой 23 - известняк пятнисто-окрашенный ПЛЗ-АЛЗ мелкожелваковидный, (1-13,25 м 2), кверху переходит в известняк АЛЗ с псаммитово-псефитовым (до 2 см) детритом брахиопод?, (2-6)/б/; затем в известняк ПЛЗ-АЛЗ, (1-2) с детритом.

Слой 24 - известняк темно-вишнево-коричневый АЛЗ алевритоглинистый, 13,95 м 2(14, 15).

Слои 23, 24 = (1-2)/д/ - 2/б/, два раза.

Слой 25 - известняк ПЛЗ-АЛЗ мелкожелваковидный, с детритом, (1-2)/д/. 14,35 м

Слой 26 - известняк темно-вишнево-коричневый линзовидно-слоистый, в средней части слоя тонкоплитчатый, АЛЗ глинистый, с остатками брахиопод, хиолитов, спикул губок (много), 2(14)П^бпб1хЗ/γ/. Стилолитовые швы.

Слои 25, 26 = (1-2)/д/ - 2П^бпб1хЗ/γ/.

Слой 27 - известняк вишнево-коричневый массивный АЛЗ, с мелкими желваками ПЛЗ известняка, с тонкими прослоями известняка, обогащенного детритом брахиопод, хиолитов, археоциат? (до 50%), 2(1)/бха/.

Слоистость тонкая горизонтальная в кровле.

Слой 28 - алеврит вишнево-коричневый известковистый глинистый тонкоплитчатый, 16,05 м 15(14, 2).

Слои 27, 28 = 2/бха/-15.

Слой 29 - известняк вишнево-коричневый, затем пятнистый АЛЗ слабо алевритистый, с мелкими желваками ПЛЗ известняка (15%), 2(1, 15)/хбпγ/, кверху переходит в ПЛЗ-АЛЗ мелкожелваковидный волнисто-слоистый известняк с микрокомками и остатками трубчатых цианобактерий, (1-2)/счγ/. Слой 29 = 2/хбпγ/-(1-2)/счγ/.

Слой 30 - известняк вишнево-коричневый АЛЗ плитчатый, 2П^бпб1хЗпс. Слой 19,05 м 30 = 2-2П^бпб1хЗ/пс/.

Слой 31 - известняк зеленовато-серый ПЛЗ-АЛЗ массивный, (1-2)/бфп/, приресь кварца АЛЗ-ПСЗ. Обломки брахиопод с фосфатной раковинной.

Слой 32 - известняк АЛЗ тонкоплитчатый, местами мелкожелваковидный волнисто-слоистый, с раковинами брахиопод, 2(1)П^бпб1хЗи1/с/.

Слои 31, 32 = (1-2)/бфп/-2П^бпб1хЗи1/с/.

Слой 33 - известняк темно-вишнево-коричневый АЛЗ плитчатый алевритоглинистый, с редкими желваками и прослоями ПЛЗ известняка, мощностью 1-2 см, с волнисто-фестончатой поверхностью напластования, 2(1, 14, 15)П^би161/п/. Слой 33 = 2П^би161/п/-2П^би161/п/.

Слой 34¹ - известняк вишнево-коричневый тонкоплитчатый АЛЗ с мелкими желваками ПЛЗ известняка (до 30%), с ходами илоедов (до 0,8 см в диаметре), 2П^би1, кверху - с детритом раковин хиолитов, брахиопод (10%) и единичными зернами глауконита, 2П²хЗб1/пγ/, переслаивается с прослоями (0,2 м) известняка ПЛЗ-АЛЗ мелкожелваковидного с детритом брахиопод и хиолитов (20%), ханцеллорий и трубчатых водорослей, (1-2)(б)/чбхс/. ПЛЗ известняк микрокомковатый с трубчатыми водорослями. Слой 34₁ = 2/п/-2П²хЗб1/пγ/. (1-2)П^би1/с'/-2П^би161.

Пачка 3.

Слой 34₂ = (1-2)/чбхс/-2П^би1. (1-2)П²хЗ/п/-2П^би1хЗ.

Слой 35 - известняк серовато-зеленый АЛЗ глинистоалевритистый 2(15), с прослоями (0,1 м в основании и в середине интервала) ПЛЗ-АЛЗ известняка желваковидного, 2/γ/. Слой 35 = 2/γ/-2/γ/.

Слой 36 - известняк тонкоплитчатый и массивный АЛЗ алевритоглинистый, с

31,55 м мелкими желваками (15-20%) известняка ПЛЗ с микрокомками, с детритом, (10%) 2а(1, 6, 15), переслаивается со слоями известняка волнисто-слоистого мелкожелваковидного ПЛЗ-АЛЗ с детритом, (1-2)

$\Pi^5_{и1}$ /п/. Верхние 0,5 м - с примесью доломита? 2/д/. Слой 36 = (1-2) $\Pi^5_{и1}$ /пг/-2/дг/.

Слой 37 - известняк АЛЗ блочно-плитчатый (0,3 м) доломитистый? - 2, 32,45 м кверху переходит в известняк АЛЗ сильно глинистый (0,1 м) 2(14), а затем - в известняк ПЛЗ-АЛЗ с детритом брахиопод (10%), мелкожелваковидный (1-2) $\Pi^2_{х361}$ /чкф/. Слой 37 = 2-(1-2) $\Pi^2_{х361}$ /чкф/.

Слой 38 - известняк блочно-плитчатый АЛЗ доломитистый 2(10), кверху переходит в известняк ПЛЗ-АЛЗ мелкожелваковидный доломитистый волнисто-слоистый, (1-2), кверху массивный, (1-2)(10). Слой 38 = 2-(1-2) - (1-2).

Слой 39 - известняк АЛЗ плитчатый волнисто-слоистый, $2\Pi^{10}_м$, перекрывается прослоем (0,15 м) известняка ПЛЗ-АЛЗ мелкожелваковидного (1-2). Слой 39 = 2- $2\Pi^{10}_м$ - (1-2).

Слой 40 - известняк АЛЗ тонкоплитчатый, 2 (в полукоренном выходе). 37,50 м

Слой 41₁ - 37,75 м доломит АЛЗ с детритом (10%) и ходами илоедов, кверху известковистый, $10\Pi^5_{и1}$; 37,85 м - известняк АЛЗ доломитистый с мелкими желваками ПЛЗ известняка, 2(1, 10); 37,95 м - известняк ПЛЗ с тонкими слоями (1-2 см) известняка АЛЗ, (1-2); 38,25 м - известняк АЛЗ с детритом, 2(6).

Слой 40, 41₁ = 2-2- $10\Pi^5_{и1}$; 2-1-(1-2)/д/-2/д/.

ϵ_1 a^{zb}, a^{jk}. Пачка 4.

Слой 41₂ - известняк биостромный ПЛЗ эпифитоновый, $1Г^2_{эра2}$, кверху переходящий в известняк ПЛЗ-АЛЗ, с послойными скоплениями глины, (1-2). 38,75 м²

Слой 42 - известняк плитчатый АЛЗ алевролитистый доломитистый с ходами илоедов, 2(1, 10) $\Pi^5_{и1}$. 40,0 м

Слой 41₂, 42 = $1Г^2_{эра2}$ - (1-2)- $2\Pi^5_{и1}$ /п/.

Слой 43 - известняк биостромный ПЛЗ эпифитоновый, с детритом брахиопод? 40,30 м (10%), с друзами и жеодами кальцита, с примесью ПСК кварца? (10%), 1(6, К) $Г^2_{эра2}$, кверху переходит в известняк ПЛЗ-АЛЗ с проаудопорами, со слоями известняка ПЛЗ (до 10%), с ходами илоедов, (1-2) $\Pi^5_{и1}$ /сп/. Слой 43 = $1Г^2_{эра2}$ - (1-2) $\Pi^5_{и1}$ /сп/.

Слой 44 - 40,70 м - известняк АЛЗ с мелкими желваками ПЛЗ известняка, с трилобитами, 2(1) $\Pi^3_{т2}$; 41,05 м - известняк ПЛЗ, биостромный, $1Г^2_{э}$; 41,55 м - известняк АЛЗ алевролитовый с мелкими желваками ПЛЗ известняка, с трилобитами, 2а(1, 15) $\Pi^3_{т1}$; 41,80 м - известняк ПЛЗ биостромный, $1Г^2_{э}$. Слой 44 = $2\Pi^3_{т1}$ - $1Г^2_{э}$, два раза.

Слой 45 - доломит АЛЗ известковый, слабо алевролитистый, с мелкими желваками ПЛЗ известняка, с трилобитами, 2(1, 15) $\Pi^3_{т1}$. 42,80 м

Слой 46 - известняк ПЛЗ волнисто-слоистый биостромный проаудопоровый - гирванелловый, доломитистый, 1(10) $\Pi^2_{сж}$. 43,0 м

Слой 47 - известняк АЛЗ - доломит АЛЗ с ходами илоедов, детритом хиолитов и брахиопод, (2-1.0) $\Pi^5_{и1}$ /х5/. 44,2 м

Слой 45-47 = $2\Pi^3_{т1}$ - $1\Pi^2_{сж}$ -(2-10) $\Pi^5_{и1}$ /х6/.

Слой 48₁ - известняк светло-серый ПЛЗ волнисто-слоистый эпифитоновый, с мелкими пятнами алевроглинистого материала, $1Г^2_{э}$. 45,8 м

Пачка 5.

Слой 48₂ - известняк АЛЗ мелкожелваковидный, $2\Pi^3 \tau_1 / \text{п/} - 2\Pi^3 \tau_1 / \gamma \text{п/}$, с 47,1 м трилобитами, спикулами губок и микрокомками. Стилолитовые швы.

Слой 48₁, 48₂ = $1\Gamma^2 \varepsilon - 2\Pi^3 \tau_1 / \text{п/} - 2\Pi^3 \tau_1 / \gamma \text{п/}$.

Слой 49 - известняк серый с коричневыми пятнами АЛЗ, волнисто-слоистый 47,60 м с мелкими желваками ПЛЗ известняка, с микрокомками, с остатками трилобитов, $2\Pi^3 \tau_1 / \gamma \text{п/}$; с прослоем известняка ПЛЗ эфифитового, $1\Gamma^2 \varepsilon$, кверху переходит в доломит АЛК известковистый с ходами илоедов $(10-2)\Pi^5$ и 1. Редкие зерна глауконита. Слой 49 = $2\Pi^3 \tau_1 - 1\Gamma^2 \varepsilon - 2\Pi^3 \tau_1 / \gamma \text{п/} - (2-10)\Pi^5$ и 1.

Слой 50 - известняк серый АЛЗ тонкоплитчатый с ямчато-фестончатой (волнистой) слоистостью, с примесью зерен АЛЗ кальцита $1(2)\Gamma^2 \varepsilon$?

Слой 51 - известняк желтый с коричневыми пятнами, плитчато-блоковый АЛЗ 49,5 м доломитистый, с мелкими желваками ПЛЗ известняка (10%), количество которых увеличивается к кровле слоя (до 20%), с трилобитами и детритом, $2\Pi^3 \tau_1$.

Слой 50, 51 = $1\Gamma^2 \varepsilon$? - $2\Pi^3 \tau_1$.

Пачка 6.

Слой 52 - известняк коричневый тонкоплитчатый АЛЗ-ПЛЗ мелкожелваковидный, 50,3 м с хиолитами и трилобитами, детритом проблематик, обильным в верхней части, слабо доломитистый, слабо алевритистый, (1-2)

$(10)\Pi^2 \times 2 \tau_1 / \text{кф/}$. Многочисленные стилолитовые швы, ориентированные субслоисто.

Слой 53 - известняк вишнево-коричневый плитчатый АЛЗ, с трилобитами, 50,9 м $2\Pi^3 \tau_1$.

Слой 52, 53 = $(1-2)\Pi^2 \times 2 \tau_1 / \text{кф/} - 2\Pi^3 \tau_1$.

Слой 54 - известняк серый ПЛЗ с микрокомками, с детритом брахиопод, 51,1 м $1/6 \gamma$ /, кверху переходит в известняк коричневый АЛЗ с детритом, с желваками ПЛЗ известняка, с ходами илоедов, $2(6,1)\Pi^5$ и 1.

Слой 54 = $1/\gamma - 2\Pi^5$ и 1.

Слой 55 - известняк серый ПЛЗ волнисто-слоистый глинистый (по наслоению) 51,4 м $1(14)/\gamma$ /.

Слой 56 - известняк желто-коричневый пятнистый АЛЗ тонкоплитчатый доломитистый, $2(10)\Pi^3 \tau_1$.

Слой 57 - известняк темно-вишнево-коричневый АЛЗ мелкожелваковидный, с 56,0 м детритом и раковинами брахиопод, с детритом хиолитов, губок, археоциат, $(2-6)\Pi^3 \tau_1 / \text{д/}$, с микрокомками, $2/\gamma$ /.

Слой 55-57 = $1/\gamma - 2\Pi^3 \tau_1 - (2-6)\Pi^3 \tau_1 / \text{д/} - 2/\gamma$ /.

Пачка 7.

Слой 58 - доломит серовато-желтый плитчатый оскольчатый АЛЗ известковый, 57,1 м с детритом хиолитов, губок, $10(1,6)$.

Слой 59 - известняк ПЛЗ-АЛЗ мелкожелваковидный, с раковинами хиолитов, 57,7 м брахиопод, ходами илоедов, $(1-2)\Pi^2 \times 161 \text{и} 1 / \text{пч/}$.

Слой 58, 59 = $10/\text{д/} - (1-2)\Pi^2 \times 161 \text{и} 1 / \text{пч/}$.

Слой 60 - доломит АЛЗ с мелкими желваками ПЛЗ известняка (20%), $10(1)$. 58,05 м

Слой 61 - известняк серый ПЛЗ-АЛЗ с микрокомками, раковинами хиолитов, 58,25 м детритом брахиопод (15%) и АЛК доломитом, $(1-2)(6,10)\Pi^2 \times 1/\gamma$ /.

Слой 60, 61 = $10 - (1-2)\Pi^2 \times 1/\gamma$ /.

Слой 62 - полукоренной выход: известняк серый ПЛЗ с примесью АЛК доломита, $1(10)$, кверху переходит в известняк ПЛЗ-АЛЗ мелкожелваковидный, с раковинами и ПС-ПСФ детритом проблематик (10-15%)

и примесью АЛК доломита, $(1-2)II^{10}_{ф/к/}$; затем в доломит АЛЗ известков-
вый, $10(2)$. Слой 62 = $1-(1-2)II^{10}_{ф/к/}-10$.

Слой 63 - полукоренной выход, доломит АЛЗ известковистый $10(2)$, кверху
68,40 м переходит в известняк АЛЗ с раковинами и детритом трилобитов, три-
лобитов, брахиопод и галькой? ПЛЗ известняка (10%), $2(6,$
 $1)II^3_{т3x161}$; в известняк ПЛЗ-АЛЗ слабо глинистый доломитистый, с пятнами
АЛЗ известняка $(1-2)(10)/с/$; доломит АЛЗ известковый $10(2)$; в кровле - в
известняк ПЛЗ-АЛЗ микрокомковатый с детритом трилобитов (10%) и пятнами
доломита АЛЗ- $(1-2)/д/$. Слой 63 = $10-2II^3_{т3x161}-(1-2)/с/; 10-(1-2)/д/$.

$\epsilon_1 a^{zb}, a^f$. Пачка 8₁.

Слой 64 - известняк светло-серый ПЛЗ однородный волнисто-слоистый, эпифи-
68,65 м тоновый, $1I^2_э$.

Слой 65 - известняк серый четковидный АЛЗ-ПЛЗ, с детритом, с примесью
68,90 м доломита АЛК, $(1-2)(10)/сбт/$.

Слой 64, 65 = $1I^2_э - (1-2)/сбт/$.

Слой 66 - известняк ПЛЗ микрокомковатый, с трубчатыми цианобактерия-
69,65 м ми, с детритом, доломитистый, $1(6,10)/пбс\text{т}/$. Стилолитовые швы.

Слой 67 - известняк АЛЗ мелколинзо-желваковидный (20%) доломитистый.

71,00 м $2(1,10)$; к подошве и кровле переходит в известняк АЛЗ алеври-
тоглинистый, $2(1, 10, 15)$.

Слой 66, 67 = $1/пбс\text{т}/ - 2-2$.

Слой 68 - известняк мелкожелваковидный ПЛЗ-АЛЗ микрокомковатый? с ра-
71,85 м ковинами и детритом (10%), $1(6)$, кверху переходит в известняк
ПЛЗ-АЛЗ микрокомковатый-доломит АЛК, алевроглинистый волни-
сто-слоистый, $(1-2-10)/\text{чх}/(14, 15)$. Стилолитовые швы. Слой 68 = $(1-$
 $2)II^2_{x2т1} - (1-2-10)/\text{чх}/$.

Слой 69 - известняк АЛЗ доломитистый с гальками? известняка ПЛЗ, с рако-
73,70 м винами трилобитов, $2II^3_{т1}$, кверху переходит в известняк АЛЗ -
доломит АЛЗ, $(2 - 10)$. Вблизи кровли пласта - стяжения пирита
4-10 см длиной и 1 см толщиной. Слой 69 = $2II^3_{т1} - (2-10)$.

Слой 70 - конгломератовидный известняк ПЛЗ проаулопоровый, $(\langle 1 \rangle - 2)III^2_с$,
73,90 м волнисто-слоистый.

Слой 71 - доломит АЛК с аулофикусом, $10II^4_у$. Вблизи кровли стяжения пи-
74,45 м рита (до 5 см в диаметре). Волнистая слоистость.

Слой 70, 71 = $(1-2)III^2_с - 10II^4_у$.

Слой 72 - известняк ПЛЗ желвако-линзовидный (длина линз до 0,5 м), $1,$
76,20 м переслаивается с известняком АЛЗ алевроглинистым, с ракови-
нами трилобитов, тонковолнисто-слоистым - $2(14, 15)II^3_{т1}$. Слой 72 = $1-$
 $2II^3_{т1}$; неоднократно.

Слой 73 - известняк массивный и слабо волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ, с мик-
78,55 м рокомками (10%), доломитистый $(1-2)/\text{ч}/$, кверху переходит в
известняк ПЛЗ-АЛЗ с микрокомками и псаммитово-псефитовым дет-
ритом, глинистый, $(1-2)(6,10)II^5_{и1}$. Ходы илоедов. Слой 73 = $(1-2)/\text{ч}/ -$
 $(1-2)II^5_{и1}/п\text{ч}/$.

Слой 74 - конгломератовидный известняк ПЛЗ-АЛЗ с детритом (10%) в известня-
78,75 м ке АЛЗ доломитистом, $\langle 1 \rangle - 2/(10,6)$, кверху переходит в желваковид-
ный известняк АЛЗ-доломит АЛЗ, с ходами илоедов, $(2-10)II^5_{и1}$.

Слой 74 = $(1-2)/д/ - (2-10)II^5_{и1}$.

Слой 75 - известняк ПЛЗ-АЛЗ проаулопорами (10%), с микрокомками (20%),
79,25 м с глинистым материалом (по стилолитам), $(1-2)/с\text{ч}/$. Стилолити-
вые швы. Слоистость волнистая и горизонтальная.

Слой 76 - 79,95 м - известняк ПЛЗ-АЛЗ мелкожелваковидный волнисто-слоистый, с обломками батиневии, слабо доломитистый, (1-2)(10)/с/;
80,65 м - известняк ПЛЗ-АЛЗ доломитовый алевритоглинистый волнисто-слоистый, с раковинами хиолитов и трилобитов, с детритом, (1-2-10)III³т1х2/пч/.

Слой 77 - доломит конгломератовидный АЛЗ известковистый, с желваками, 80-90 м известняка ПЛЗ (10-15%), с микрокомками и трубчатыми цианобактериями (30%), с *Aulophycus*, 10(1)II⁴у/с/.

Слой 75-77 = (1-2)/сч/-(1-2); (1-2-10)III³т1х2/пч/-10II⁴у/с/.

Слой 78 - известняк волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ с проаулопорами (60%), 82,55 м редкими комочками гирванеллы и обручевеллы, обломками раковин брахиопод, доломитистый, (1-2)(10)III²сж/пб/.

Слой 79 - доломит АЛЗ с аулофигусом, 10II⁴у.
82,75 м

Слой 78,79 = (1-2)III²сж/пб/-10II⁴у.

a^{pn} , a^f . Пачка 8₂.

Слой 80 - известняк массивный волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ микрокомковатый (20%), доломитистый, с пятнами известняка АЛЗ (35%) и доломита (15%), с детритом (10%), (1-2)(10)/пч/. Стилолитовые швы.

Слой 81 - доломит слабо волнисто-слоистый оскольчатый АЛЗ, с пойкилитовыми (псаммитово-псефитовыми) кристаллами кальцита. 10(3).
85,05 м

Слой 80, 81 = (1-2)/пч/-10.

Слой 82 - известняк мелкожелваковидный ПЛЗ-АЛЗ, (1-2), с прослоями известняка АЛЗ линзовиднослоистого и конгломератовидного с ходами илоедов, 2II⁵и1.
86,55 м

Слой 83 - доломит волнисто-слоистый АЛЗ, с гнездами ПСК пойкилитового кальцита (10%), 10(3)II⁵и1. Стилолитовые швы.
86,80 м

Слой 82, 83 = (1-2) - 2II⁵и1 - 10II⁵и1.

Слой 84 - известняк АЛЗ, 2, переходит в доломит волнисто-слоистый АЛК-известняк ПЛЗ-АЛЗ, с пятнистым распределением доломита и кальцита, (10-1-2). Слой 84 = 2 - (1-2-10).
87,20 м

Слой 85 - 88,20 м - известняк массивный волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ доломитистый, (1-2)(10); 89,20 м - мелкожелваковидный известняк АЛЗ - доломит АЛЗ (2-10); 90,20 м - доломит АЛЗ известковый, 10(1,3).
90,20 м

Слой 86 - доломит оскольчатый, с вертикальными трещинами отдельности, 90,70 м АЛЗ, известковистый, 10(2).

Слой 85, 86 = (1-2)-(2-10); 10-10.

Слой 87 - 91,60 м - известняк волнисто-слоистый ПЛЗ, с детритом брахиопод и трилобитов (20%), доломитистый, (1-2)(6, 10)/бт/;
93,90 м

92,65 м - известняк желваковидный, ПЛЗ-АЛЗ, (1-2), затем конгломератовидный; 93,90 м - доломит АЛК - известняк ПЛЗ-АЛЗ с раковинами и детритом трилобитов, брахиопод, (10-1-2)III³т1/б/; в известняке ПЛЗ-реликты микрокомков.
93,90 м

Слой 88 - 95,3 м - известняк - доломит волнисто-слоистый оскольчатый АЛЗ, с ходами илоедов, кавернозный, (2-10)II⁵и1; 95,80 м - известняк ПЛЗ-АЛЗ желваковидный, затем массивный, (1-2)/с/ с трубчатыми проаулопора.
95,80 м

Слой 89 - доломит толстоплитчатый оскольчатый АЛЗ, с пойкилитовым и поровым ПСЗ кальцитом, 10(3). Слоистость волнистая и мульдообразная.
96,65 м

Слой 87-89 = (1-2)-(1-2-10)III³т1/б/- (2-10)II⁵и1; (1-2)/с/-10.

Слой 90 - 0,85 м - известняк мелкожелваковидный ПЛЗ-АЛЗ, с остатками проаулопоры и гирванеллы, 2(1)/сж/; 1,00 м - известняк тонкоплитчатый АЛЗ алевритоглинистый, 2(14, 15); 0,45 м - известняк волнисто-слоистый мелкожелваковидный ПЛЗ-АЛЗ, (1-2). Слой 90=(1-2)/сж/-2-(1-2).
99,0 м

Слой 91 - известняк желваковидный ПЛЗ-АЛЗ доломитистый, (1-2)(10),
99,40 м кверху переходит в конгломератовидный доломит АЛЗ - известняк
АЛЗ, (2-10). Слой 91 = (1-2)-(2-10).

a^{pn}, a^{an} . Пачка 8₃.

Слой 92 - известняк волнисто-слоистый АЛЗ-ПЛЗ, (1-2), кверху переходит в
100,60 м горизонтально-слоистый АЛЗ, 2; затем в мелкожелваковидный АЛЗ-
ПЛЗ, с раковинами и детритом трилобитов (20%)(1-2)(6)П³т2т7.

Слой 92 = (1-2)-2-(1-2)П³т2т7.

Слой 93 - известняк плитчатый АЛЗ, 2, переходит кверху в желвако-, затем
101,6 м конгломератовидный; затем снова в известняк АЛЗ плитчатый с
микрокомками (10%) известняка ПЛЗ, с детритом и раковинами

брахиопод (10%), доломитистый (15%), 2(6, 10)П⁸61/фп/. Слой 93 = 2-(1-2)-
2П⁸61/фп/.

Слой 94 - известняк желваковидный ПЛЗ-АЛЗ, с брахиоподами, (1-2)П⁸61п/хч/
103,3 м затем волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ доломитовый, (1-2),(10); пе-
реслаивание два раза. Слой 94 = (1-2)П⁸61п/хч/-(1-2).

Слой 95 - известняк белый горизонтально-слоистый АЛЗ, 2, кверху переходит
106,9 м в волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ с раковинами трилобитов, детритом
и микрокомками (50%), (1-2)П³т2 γ/хбпчф/; в известняк тонко-
горизонтально-слоистый АЛЗ доломитистый, 2(10)П⁹ч /дγ/; в известняк жел-
ваковидный ПЛЗ-АЛЗ с микрокомками (20%), с детритом губок (20%), (2-
1)П⁹ч /дγ/; далее переслаиваются: известняк желваковидный, (2-1) и волни-
сто-слоистый, (1-2), два раза; затем известняк желваковидный доломитовый,
АЛЗ, 2, горизонтально-слоистый и известняк ПЛЗ-АЛЗ, (1-2), желваковидный,
в кровле - волнисто-слоистый, брекчиевидный, ПЛЗ-АЛЗ (брекчия взламывания?),
с комками ренальцисов, с проаулопорами, трилобитами, детритом губок, доло-
митистый, (1-2)(10)П³т2/сд/. Слой 95 = 2 - (1-2)П³т2 γ/хбпчф/; 2 -
(1-2)П⁹ч /дγ/; (1-2)-(1-2)П³т2/п/; 2-(1-2)П³т2/сд/.

Слой 96 - известняк ПЛЗ-АЛЗ доломитовый мелкожелваковидный, с детритом
107,3 м трилобитов (10%), (1-2)(10)/тп/.

Слой 97 - известняк ПЛЗ-АЛЗ - доломит АЛЗ, (1-2-10) переходит в извест-
109,3 м няк АЛЗ доломитовый, с редкими микрокомками обручевеллы, микро-
комками ПЛЗ известняка (30%) 2(1, 10).

Слой 98 - доломит АЛЗ - известняк АЛЗ-ПЛЗ алевритистый, с микрокомками
110,0 м и трубчатыми водорослями, с раковинами трилобитов, хиолитов, бра-
хиопод (20%), (10-2-1)П³т2т7х261/с/, переходит в известняк
АЛЗ - доломит АЛЗ алевритоглинистый горизонтально-слоистый, (2-10)
(15)П⁵и1. Стилолитовые швы. Ходы илюдов.

Слой 96-98 = (1-2)/тп/ -(1-2-10); 2/с /-(2-10)П³т2т7х261/с/-
-(2-10)П⁵и1.

Слой 99 - известняк мелкожелваковидный ПЛЗ-АЛЗ, с микрокомками (до 25%)
113,2 м и редкими трубчатыми проаулопорами, с примесью известняка АЛЗ-
ПЛЗ, (1-2)(3)/с/, со стиололитовыми швами, трижды чередуются с
известняком АЛЗ, с примесью микрокомков, с обручевеллой и субтифлюрией, с
пятнами доломита АЛЗ (20%), микрослойчатый, 2(1, 10)/дγ/. Слой 99 =
= (1-2)/с/-2/дγ/; переслаивание три раза.

Слой 100 - доломит АЛЗ - известняк АЛЗ алевритистый, с микрокомками из-
113,9 м известняка ПЛЗ (10%), (10-2-1)(15)/γ/, переходит в известняк
ПЛЗ-АЛЗ, с микрокомками известняка ПЛЗ, пятнами кальцита
ПСК, доломита АЛЗ, микрослойчатый, со стиололитовыми швами. (1-2)(3,
10)/γ/. Слой 100 = (1-2-10)/γ/-(1-2)γ,

a^{kk}, a^{an} . Пачка 8₄.

- Слой 101 - известняк желваковидный ПЛЗ-АЛЗ слабо доломитистый, с детритом и пятнами кальцита ПСК (2-1)(3,10)/аус/, переходит в известняк горизонтально-слоистый АЛЗ, 2; затем в известняк волнисто-слоистый ПЛЗ, с трубчатыми цианобактериями и микрокомками ПЛЗ кальцита, с раковинами брахиопод, примесью доломита, (1-2)(10)III²сб1.
- Слой 102 - доломит АЛЗ - известняк ПЛЗ мелкожелвако-, конгломератовидный с примесью (10%) кальцита ПСК, (10-1)(3).
- Слои 101, 102 = (1-2)/аус/-2; (1-2)III²сб1 - (1-10).
- Слой 103 - известняк горизонтально-слоистый АЛЗ, 2, переходит в известняк -115,9 м биогермный ПЛЗ-АЛЗ ренальцисово-археоциатовый, (1-2)I¹ра1, а затем в известняк волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ, с трубчатыми цианобактериями, субтифлорией, раковинами брахиопод, детритом губок, (1-2) (6, 3)III²сб1/д/.
- Слой 104 - известняк мелкожелваковидный АЛЗ, с пятнами доломита АЛЗ, 118,7 м 2(10).
- Слои 103; 104 = 2 - (1-2)I¹ра1; (1-2)III²сб1 /д/-2.
- Слой 105 - известняк волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ проаулопоровый, с гирванеллой, алевритистый, с детритом (15%) трилобитов и брахиопод, 120,3 м (1-2)III²сж/тб/, переходит в известняк биостромный ПЛЗ-АЛЗ ренальцисовый, с гирванеллой, археоциатами, а также детритом хиолитов и спикулами губок, (1-2)I¹ржа1 /пх/, затем в известняк АЛЗ, 2. Незначительная примесь доломита АЛЗ, слабое окремнение. Слой 105 = (1-2)III²сж/тб/- (1-2)I¹ржа1 /пх/-2.
- Слой 106 - доломит горизонтально-слоистый АЛЗ известковистый алевритоглинистый, 10(14, 15, 3, 2); переслаивается с волнисто-слоистым доломитом АЛЗ - известняком АЛЗ (10-2). Слой 106 = (2-10) - (2-10); переслаивание два раза.
- Слой 107 - 2,7 м - известняк волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ цианобактериальный (40%), с проаулопорой и обручевеллой (5-10%), детритом брахиопод (15%), (1-2)(1,6); 2,7 м - известняк мелкожелваковидный ПЛЗ-АЛЗ, с пятнами доломита АЛЗ и кальцита ПСК, (1-2)(6, 10, 3); кверху переходит в известняк ПЛЗ с гирванеллой (50%), с детритом хиолитов и губок (10%), доломитом АЛЗ-ПСК (5-10%), 1(6, 10, 11)III²жс.
- Слой 108₁ - известняк мелкожелваковидный АЛЗ-ПЛЗ слабо доломитистый, с псефитовыми комками гирванеллы, с детритом (10%) хиолитов, 130,7 м (2-1)III²ж ↔ 2II⁹чи1 /эх/, переслаивается с известняком ПЛЗ-АЛЗ с перекристаллизованными комками гирванеллы с детритом и примесью доломита АЛЗ, (1-2)(10)III²ж/д/. Стилолитовые швы.
- Слои 107, 108₁ = (1-2)III²жс - (1-2); переслаивание многократно;
- (1-2)III²жс - (1-2)III²ж ↔ 2II⁹чи1 /эх/; переслаивание многократно.
- Пачка 8₅:
- Слой 108₂ - то же, что в слое 108₁. Слой 108₂ = (1-2)III²ж - (1-2)III²ж, 134,7 м многократно.
- Слой 109 - известняк АЛЗ-ПЛЗ, (1-2), переходит в доломит АЛЗ, 10. Слой 135,1 м 109 = (1-2)-10.
- Слой 110 - известняк ПЛЗ-АЛЗ с микрокомками, гнездами кальцита ПСК (10%), 136,1 м слабо доломитистый алевритоглинистый, (2-1)(3, 10, 15)/г/, кверху переходит в известняк АЛЗ, доломитистый, 2(10).
- Слой 111 - доломит плитчатый АЛЗ, с гнездами и жилками ПСК кальцита, 136,45 м 10(3).
- Слои 110, 111 = (1-2)/г/-2-10.
- Слой 112 - известняк массивный, волнисто-слоистый ПЛЗ катаграфиевый, 137,45 м III³н, переходит кверху в доломит тонкоплитчатый волнисто-слоистый АЛК, с поровым ПСК-АЛЗ кальцитом, 10(3,2).

Слой 113 - доломит АЛЗ, 10.

138,05 м

Слой 112, 113 = (1-2)III³ н-10-10.

Слой 114 - волнисто-слоистый известняк ПЛЗ - доломит АЛЗ с ходами илоевых (диаметром 3-4 мм), (1-10), переслаивается с доломитом мелкожелваковидным АЛЗ, с гнездами кальцита ПСК, 2(3) и известняком желваковидным АЛЗ доломитовым, с псевдооолитами известняка ПЛЗ, с трилобитами, с гнездами ПСК кальцита, 2(10, 1, 3)III¹от7. Отдельные прослои брекчированы (размер плоских обломков известняка 1-5 см в длину и от нескольких миллиметров до 1 см в толщину). Слой 114 = (1-10)II⁵и1 = 10-2III³нт7, переслаивание многократно.

Слой 115 - доломит тонкоплитчатый АЛЗ, известковистый с кальцитом ПСК 143,80 м по порам и гнездам, кавернозный, 10(3).

Слой 116 - доломит толстоплитчатый до массивного АЛЗ, пятнами АЛК (20%) 144,75 м пористый, слабо известковистый по порам, 10(3).

Слой 115, 116 = 10-10.

Слой 117 - доломит плитчатый АЛК слабо известковистый по порам, с раковинами трилобитов, 10III³т7. Слой 117 = 10-10III³т7.

Слой 118 - известняк АЛЗ-ПЛЗ псефитово-комковатый ренальцисовый, гирванелловый, с поровым кальцитом ПСК, с редким глауконитом, (1-2)I²рж, кверху переходит в известняк ПЛЗ-АЛЗ псефитово-комковатый (гирванелловый) сильно доломитовый с кальцитовым ПСК цементом, (2-1)III²ж. Отмечаются прослои известняка ПЛЗ-АЛЗ с трилобитами, (1-2)II³т7, а также с трилобитами, хиолитами, раковинчатыми проблематиками, (1-2)III²жт7х3фр.

Слой 119 - доломит АЛЗ известковистый, 10(3).

154,85 м

Слой 118, 119 = (1-2)I²рж - (1-2)III²ж; (1-2)II³т7 - (1-2)III²ж, переслаивание два раза; (1-2)III²жт7х3фр - 10.

а uk (Prouktaspis). Пачка 9₁.

Слой 120 - доломит АЛЗ с раковинами трилобитов, 10III³т7, переходит в известняк сферолито-ооидно-оолитовый, с цементом АЛЗ кальцитовым, с примесью доломита АЛЗ-ПСК (10-15%); 5(2, 10, 11)III¹от7. Слоистость горизонтальная и пологонаклонная.

Слой 121 - доломит ПСК - ооидный кавернозный шебенчатый, волнисто-слоистый, с поровым ПСК кальцитом, (12-11-1)(3)III¹о, переходит в доломит ПСК кавернозный, с ходами илоевых и ПСК кальцитом поровым, 11(3)II⁵и1; в доломит ПСК ооидный, (12-11-10)(3)III¹о.

Слой 120, 121 = 10II³т8-5III¹о; 5III¹о-5III¹о; (12-11)III¹о-11II⁵и1; (12-11)III¹о-11III¹о.

Слой 122 - доломит массивный ПСК, с ооидами (30%), 11(12)III¹о, внизу брекчиевидный (брекчия взламывания?) косо- и волнисто-слоистый, кверху переходят в доломит АЛЗ, с ооидами, 10(12)III¹о, а затем в доломит катаграфиевый - ооидный, 12III^{1,3}он. Ооиды слагаются ПСК и АЛЗ доломитом, с реликтами комков ПЛЗ кальцита, 12(1). В этом же интервале прослой известняка АЛЗ с микрокомками ПЛЗ кальцита (20%), с трубчатыми цианобактериями (45%), с пятнами скаленоэдрического ПСК доломита (5-70%, в среднем около 10%). Стилолитовые швы. Слой 122 = 11III¹о - 10III²с/γ/; 12III¹о - 12III^{1,3}он.

Слой 123 - доломит мульдобразнослоистый АЛК, с ооидами (25%). (10-165,6 м 12)III¹о, кверху переходит в доломит АЛК, 10.

Слой 124 - доломит плитчатый волнисто-слоистый АЛЗ с ПСК кальцитом в порых, 10(3), переслаивается (трижды) с доломитом желваковидным ооидным кавернозным, (12-10)III¹о.

Слой 123, 124 = (10-12)III¹о - 10, переслаивание четыре раза.

Слой 125 - доломит толстоплитчатый ооидный пористый, 12(10)III¹о, с цементом доломитовым АЛЗ, количество которого возрастает кверху, (12-10). Порода разбита системой трещин на блоки. Слой 125 = 12III¹о - 12III¹о - (12-10)III¹о.

Слой 126 - доломит толстоплитчатый ПСК ооидный, (12-11)III¹о, кверху переходит в доломит ооидный массивный мульдобразностой, 12III¹о; затем снова такой же, как внизу, (12-11)III¹о. Порода разбита трещинами на блоки. Слой 126 = (12-11)III¹о - 12III¹о - (12-11)III¹о.

Слой 127 - доломит массивный ПСК кавернозный с ооидами (40%), 11(12, 181,1 м 3)III¹о, кверху переходит в доломит мульдобразностой ооидный, окремненный, 12(3,7)III^{1,3}он; слоистость подчеркивается сортировкой ооидов по размеру; выше доломит ПСК конгломератовидный кавернозный, 11; затем волнисто-слоистый конгломератовидный кавернозный, 11 (11).

Слой 127 = 11III¹о - 12III^{1,3}он - 11-11.

Слой 128 - доломит плитчатый АЛК, 10(3) и АЛЗ, 10(3), с прослоями доломита толстоплитчатого мульдобразностой АЛК пористого. По простиранию переходит в доломит волнисто-слоистый желваковидный, 10. Верхняя часть толстоплитчатых доломитов разбивается системой субгоризонтальных и субвертикальных трещин на блоки от 3-4 до 10 см. Отмечаются ходы илоедов. Слой 128 = 10 - 10II⁵А2, неоднократно.

Слой 129 - доломит ПСК известковистый, с ооидами (40%), (11-12)(3)III¹о, 192,6 м кверху переходит в доломит ооидный известковистый, 12(3, 10)III¹о. Мульдобразная слоистость, ширина мульд 3-5 м. Слой 129 = (11-12)III¹о - 12III¹о.

Слой 130 - доломит АЛЗ волнисто-слоистый и желваковидный, 10. 196,6 м

Слой 131 - доломит массивный и толстоплитчатый оолитовый, внизу известковистый окремненный, 13(3,7)III¹о, ооидный (вблизи кровли), 12(3)III¹о.

Слой 130, 131 = 10 - 13III¹о - 12III¹о.

а_{1m}, а_а (Prouktaspis). Пачка 9₂.

Слой 132 - доломит волнисто-слоистый оолитовый, 13(3)III¹о, переходит кверху в доломит толстоплитчатый горизонтально-слоистый ПСК-ооидный известковистый, (12-11)(3)III¹о; затем в доломит ПСК с гнездами ПСК кальцита, 11(3), кавернозный, в доломит ПСК с гнездами ПСК кальцита, пористый 11(3). Слой 132 = 13III¹о - (12-11)III¹о; 11-11.

Слой 133 - доломит АЛК массивный, 10, переходит кверху в доломит комковатый - ПСК, известковистый, (11-12)(3)III¹о; выше переходит в доломит волнисто-слоистый, в кровле - тонкоплитчатый ПСК известковистый 11(3). Слой 133 = 10-(11-12)III¹о - 11.

Верхняя часть разреза описана по [Ярусное расчленение..., 1984].

Пачка 10(2,5 м). Известняк сферолитово-ооидный с кальцитовым псаммитово-алевритовым цементом; в некоторых ооидах видна структура гирванеллы (4-5)III¹ож. Порода переслаивается с известняками ПЛЗ-АЛЗ, в которых отмечены находки трилобитов, (1-2)II³т8. Пачка 10 = (4-5)III¹ож - (1-2)II³т8, чередование многократное.

Пачка 11(12 м) слагается доломитами, аналогичными таковым в пачке 9_{II}. Пачка 11 = (12-11)III¹о - 11, чередование многократное.

Пачка 12(11 м) - известняки белые, светло- и бежево-серые цианоев-детритовые, с неясной тонкозернистой структурой, с редкими малоомощными линзовидными прослоями доломитов. Отмечаются раковины трилобитов. Пачка 12 = (1-2)/γ/ - (1-2)П³т8-10, многократное чередование. Суммируем описание разреза (схема 3).

Приведенная схема позволяет отметить следующие особенности наслоения пород и смены населения в разрезе Журинский мыс (см. рис. 11).

В основании разреза (пачка 1, зона t^{rg}_1 , верхняя часть) часто встречаются археоциатово-ренальцисовые биогермы, которые неоднократно сменялись во времени АЛЗ известняком с разнообразными остатками раковин: характерна ассоциация ПЛЗ-АЛЗ, (1-2) и АЛЗ, 2, известняков.

В отложениях нижней половины пачки 2 зоны t^{rg}_2 сохраняются те же породы и та же породная ассоциация, (1-2)-2. Однако с первым элементом ассоциации ПЛЗ-АЛЗ известняк (1-2) отмечаются трубчатые цианобактерии *Proaulopora* и микрокомки, а со вторым элементом, АЛЗ известняком, 2, либо сохраняется тот же набор остатков раковин организмов (археоциаты, губки, ханцеллории, хиолиты, брахиоподы, скелетные проблематики), либо отмечаются следы илоедов, П⁵и1. Ассоциации пород с раковинчатыми окаменелостями и ассоциации пород с ихнофауной сменяли одна другую во времени (в разрезе) не менее пяти раз. Таким образом устанавливается явление рекуррентности, создающее ритмичность разреза. Вблизи кровли этой пачки место раковин занимает мелкий неопределимый раковинчатый детрит, что усиливает процесс деградации первичных карбонатных образований к концу времени t^{rg}_2 . Такая же картина и в основании зоны t^{ln} (слои 23, 24), следовательно, данная биостратиграфическая граница проходит в однородной петрографической и фациальной областях, тогда как в подавляющем большинстве случаев новая зона знаменуется проявлением цианобактериального карбонатообразования. Если следовать последнему, тогда основание зоны t^{ln} устанавливается на границе слоев 24-25.

Состав отложений зоны t^{ln} в целом такой же, как и в нижележащих, те же типы пород и породные ассоциации, та же ритмика в распределении населения, только место ихнофауны нередко занимает мелкий неопределимый детрит. Количество ассоциаций с детритом увеличивается в верхней половине зоны, в пачке 3, создавая направленность в строении отложений зоны t^{ln} снизу вверх по наслению.

Таким образом, в строении отложений зон t^{rg} и t^{ln} наблюдается направленность: от основания к кровле каждой зоны нарастает роль продуктов деградации цианобактериальных и органогенно-раковинных образований, меняются текстурные особенности; наряду с волнисто-слоистыми, характерными для отложений нижних половин зон, в верхних их половинах появляются мелкая мульдобразная слоистость, эрозионные границы слоев, глинистые галечники, а в верхней части отложений зоны t^{ln} - признаки доломитизации в виде небольшой примеси этого минерала и единичных слоев доломитов (слой 41).

Основание атдабанского яруса четко устанавливается по появлению эпифитово-ренальцисовых биостромов с археоциатами (пачка 4), которые чередуются во времени с АЛЗ известняками с ихнофауной. Вверх по разрезу биостромы становятся эпифитовыми, а место ихнофауны занимает сообщество трилобитов *Profallotaspis*, тоже детритофагов. Находки ихнофауны отмечаются только в связи с переходной разновидностью пород известняка АЛЗ - доломит АЛЗ (пачки 4,5), а биостромные известняки являются продуктом жизнедеятельности цианобактериальных образований *Girvanella* и *Proaulopora*. Следует подчеркнуть, что, как и в западных разрезах, граница томмотского и атда-

Схема 3

Наслоение пород и смена населения в разрезе Журинский мыс

Воз- раст	Пачка	Слой	Породная ассоциация и население			
			реальная	идеализированная		
1	2	3	4	5		
$\epsilon_1^{rg_1}$	1		$1\Gamma^1 a1p-2\Pi^2 x1гкфч$ Не обнажено 5 м, 2-2?	$1\Gamma^1 a1p-2\Pi^2 x1гкфч$ 2-2?		
		1-3 4-5	$1\Gamma^1 a1p-2/абп\gamma/-2\Pi^5 и1/а/$ $(1-2)\Gamma^1 a1p-2\Pi^2 x1чкф /па/$ $(1-2)\Gamma^1 a1p-2\Pi^2 x1а6$	$(1-2)\Gamma^1 a1p-2\Pi^2 x1кфабч$		
t^{rg_2}	2	6	$2\Pi^6 пч-(1-2)\Pi^6 пч/\gamma а/$	$(1-2)\Pi^1 a4x161кф-$ $2\Pi^2 x1/6/$ $1/\gamma с/-2\Pi^5 и1$		
		7-8	$(1-2)/\gamma/-2/пч/$			
		9-11	$(1-2)\Pi^1 a4x1кф-2\Pi^2 x161ф/пар/-$ -2			
		11-12	$(1-2)\Pi^5 и1/6/$; несколько раз			
		13	$(1-2)\leftrightarrow 2\Pi^2 x1кф61/пс/$			
		14	$(1-2)-2\Pi^5 и1/х/$			
		15-17	$(1-2)/\gamma/-2\Pi^1 a4-2\Pi^5 и1?$			
		18	$2-(1-2)\Pi^2 x3а4/пс/-2/д/$			
		19-20	$1/\gamma с/-(2-1-6)/х/-2\Pi^5 и1/\gamma/;$ два раза			
		21	$(1-2)/\gamma/ - 2/д/$; два раза			
		22	$(1-2)/с/-2\Pi^5 и1$			
		t^{ln}	3		23-24	$(1-2)/д\gamma/-2/6/$; два раза
					25-26	$(1-2)/д/-2\Pi^6 п61x3/\gamma/$
27-28	$2/бха/-15$					
29	$2/хбп\gamma/-(1-2)/сч\gamma/$					
30	$2-2\Pi^8 б1x3/пс/$					
31-32	$(1-2)/6фп/-2\Pi^6 п61x3и1/с/$					
33	$2\Pi^5 и161/п/-2\Pi^5 и161/п/$					
34 ₁	$2/п/-2\Pi^2 x361/п\gamma/$ $(1-2)\Pi^8 б1/\gamma с/-2\Pi^5 и161$					
34 ₂	$(1-2)/чбхс/-2\Pi^5 и1$ $(1-2)\Pi^2 x3/п/-2\Pi^8 б1x3$					
35	$2/\gamma/-2/\gamma/$					
36	$(1-2)/п\gamma/-2\Pi^5 и1/д\gamma/$					
37	$2-(1-2)\Pi^2 x361/чкф/$					
38	$2-(1-2)-(1-2)$					

Продолжение схемы 3

1	2	3	4	5
	3	39 40-41 ₁	2-2II ¹⁰ _м -(1-2) 2-2-10II ⁵ _{и1} 2-(2-1);(1-2)/д/-2/д/	2-2II ¹⁰ _м -(1-2) 2-(2-10)II ⁵ _{и1} 2-(1-2)/д/ (1-2)/д/-2/д/
a ^{zb} , a ^{jk}	4	41 ₂ -42 43 44 45-47 48 ₁ 48 ₂ 49	1I ² _{эра} 2-(1-2)-2II ⁵ _{и1} /п/ 1I ² _{эра} 2-(1-2)II ⁵ _{и1} /сп/ 2II ³ _{т1} -1I ² _э ; два раза 2II ³ _{т1} -1III ² _{сж} -(2-10)II ⁵ _{и1} /хб/ 1I ² _э -2II ³ _{т1} /п/-2II ³ _{т2} /у/п/ 2II ³ _{т1} -1I ² _э ; 2II ³ _{т1} /у/п/- (10-2)II ⁵ _{и1}	1I ² _{эра} 2-(1-2)- 2II ⁵ _{и1} 2II ³ _{т1} -1I ² _э 1III ² _{сж} -(2-10)II ⁵ _{и1}
	5	50-51	1I ² _э ?-2II ³ _{т1}	
	6	52-53 54 55-57	(1-2)II ² _{х2т1} /кф/-2II ³ _{т1} 1/у/-2II ⁵ _{и1} 1/у/-2II ³ _{т1} -(6-2)II ⁸ _{б1} /д/	(1-2)II ² _{х2т1} - 2II ³ _{т1} 1/у/-2II ⁵ _{и1}
	7	58-59 60-61 62 63	10/д/-(1-2)II ² _{х161и1} /пч/ 10-(1-2)II ² _{х1} /у/ 1-(1-2)II ¹⁰ _{ф/к} -10 10-2II ³ _{т3х161} -(1-2)/с/	1-(1-2)II ¹⁰ _ф 10-2II ³ _{т3х161}
a ^{zb} , a ^f	8 ₁	64-65 66-67 68 69 70-71 72 73 74 75-76 ₁ 76 ₂ -77 78-79	1I ² _э -(1-2)/сбт/ 1/пбст _у /-2-2 (1-2)II ² _{х2т1} -(1-2-10)/у/х/ 2II ³ _{т1} -(2-10) (1-2)III ² _с -10II ⁴ _у 1-2II ³ _{т1} ; неоднократно (1-2)/у/-(1-2)II ⁵ _{и1} /п _у / (1-2)/д/-(10-2)II ⁵ _{и1} (1-2)/с _у /-(1-2) (1-2-10)II ³ _{т1х2} /пчс/- 10II ⁴ _{у/хс} / (1-2)III ² _{сж/пб} -10II ⁴ _у	(1-2)III ² _с -10II ⁴ _у 1-2II ³ _{т1} (1-2)/у/-(10- 2)II ⁵ _{и1}
a ^{pn} , a ^f	8 ₂	80-81 82-83 84	(1-2)/п _у /-10 (1-2)-2II ⁵ _{и1} -10II ⁵ _{и1} 2-(2-10)	

Окончание схемы 3

1	2	3	4	5
		114	(1-10)II ⁵ и 1-10-2III ³ т7; многократно	
		115-116	10-10	
		117	10-10II ³ т7	
		118-119	(1-2)I ² рж-(1-2)III ² ж (1-2)II ³ т7-(1-2)III ² ж; два раза (1-2)III ² жт7х3фр-10	(1-2)I ² рж-(1-2)III ² ж (1-2)III ² жт7х3фр-10
a ^{lm} , a ^{uk}	9 ₁	120-121	10III ³ т7-5III ¹ о 5III ¹ о-5III ¹ о (12-11)III ¹ о-11II ⁵ и1 (12-11)III ¹ о-11III ¹ о	5III ¹ о-(12-11)III ¹ о (12-11)III ¹ о-11III ⁵ и1
		122	11III ¹ о-10III ² с/г/ 12III ¹ о-12III ¹⁻³ он	12III ¹⁻³ он-(10-12)III ¹ о-10
		123-124	(10-12)III ¹ о-10; переслаивание четыре раза	
		125	12III ¹ о-12III ¹ о-(12-10)III ¹ о	
		126	(12-11)III ¹ о-12III ¹ о-(12-11)III ¹ о	12III ¹ о-(12-11)III ¹ о-11III ¹ о
		127	11III ¹ о-12III ¹⁻³ он; 11-11	
		128	10-10II ⁵ и2; неоднократно	10-10II ⁵ и2
		129	(11-12)III ¹ о-12III ¹ о	
		130-131	10-13III ¹ о-12III ¹ о	13III ¹ о-(11-12)III ¹ о-11
	9 ₂	132	13III ¹ о-(11-12)III ¹ о; 11-11	11
		133	10-(11-12)III ¹ о-11; многократно	10-11
	10	-	(4-5)III ¹ ож-(1-2)II ³ т8; многократно	(4-5)III ¹ ож-(1-2)II ³ т8
	11	-	(12-11)III ¹ о-11; многократно	(12-11)III ¹ о-11
b ^{lat}	12	-	(1-2)/г/-(1-2)II ³ т8-10; многократно	(1-2)/г/-(1-2)II ³ т8-10

Примечание. Пачки описаны по [Ярусное расчленение..., 1984],
слои - по данным авторов.

банского ярусом по археоциатам проводится несколько ниже (древнее), чем по трилобитам. Объясняется это тем, что граница определяется по массовому появлению цианобактериальных известняков, эпифитово-ренальцисовых биостром, с которыми симбионтны археоциаты. Трилобиты появляются в связи с развитием процесса деградации цианобактериальных образований, поэтому они всегда должны давать границу несколько омоложенную по сравнению с археоциатами.

Пачка 6 имеет состав пород и схему наложения, близкие таковым в пачке 2 (вторая ее половина).

В пачке 7, сходной по строению с пачкой 6 по распределению остатков раковин, встречается доломит, который может слагать целиком второй элемент ритма, 10-10, занимая место ихнофауны.

Пачка 8, нохойская, однородна по составу пород и закономерностям их наложения.

В первой части пачки 8_1 появляются биостромы вначале эпифитовые, позднее проаулопоровые; по соседству с последними отмечается сообщество *Aulophycus*. Сообщество трилобитов устанавливается в породной ассоциации, сменяющей (во времени) биостромы, а за трилобитами в свою очередь следует сообщество ихнофауны. В пачке появляются необычные текстурные особенности пород - конгломератовидные известняки. Они занимают вполне определенное место среди других текстур (снизу вверх): горизонтально-, волнисто- и линзовидно-слоистые, конгломератовидные, затем снова волнисто-слоистые. Слагаются желваки в таких конгломератовидных породах обычно самыми тонкозернистыми породами, ПЛЗ-АЛЗ известняками, с проаулопорами и микрокомками. Создается впечатление, что возникновение конгломератовидной текстуры обусловлено быстрым ростом и такой же быстрой литификацией проаулопоровых и планктонных цианобактериальных (микрокомковатых) кальцитовых калиптр, которые хорошо выделяются как в массе цементирующего АЛЗ известняка, так и при отсутствии последнего ("чисто конгломератовидные" прослои). Такие образования являются автохтонными, они не могут рассматриваться в качестве конгломератов, которые образуются на склонах рифов и представляют собой продукты разрушения последних.

Вторая часть нохойской пачки 8_2 характеризуется монотонным переслаиванием известняков АЛЗ и ПЛЗ-АЛЗ с переходной разновидностью известняк-АЛЗ - доломит АЛЗ или доломитом. Наблюдаются спорадические скопления остатков трубчатых цианобактерий, а также трилобитов и ихнофауны. Отмечаются также же конгломератовидные прослои известняков и мультислоистые, а также доломиты брекчиевидные. Последние свидетельствуют о кратковременном осушении осадков, их литификации и доломитизации, проходившей с сокращением объема новообразований, что приводило к растрескиванию. Таким образом, от пачки 4 к пачке 8_2 постепенно снижается доля цианобактериальных образований и повышается роль продуктов их деградации, перемыва, перекристаллизации и доломитизации. По границе пачек 8_1 и 8_2 устанавливается осевание зоны a^{pn} условно. Эта условность вполне объяснима, поскольку описанный петрографический состав и генетическая природа отложений пачки 8_2 свидетельствуют об условиях, неподходящих для обитания археоциат, но вполне пригодных для детритофагов, каковыми были трилобиты (обилие микрокомков).

Граница пачек 8_2 и 8_3 совпадает с границей трилобитовых зон a^f и a^{an} . Текстурные особенности пород такие же, как в нижележащей пачке 8_2 : горизонтально- и волнисто-слоистые, желвако- и конгломератовидные. Последние всегда соседствуют с волнисто-слоистыми и желваковидными образованиями и отличаются более быстрой литификацией, благодаря чему сохранили округлую форму. Природа организмов, давших такие образования, пока не ясна, однако нельзя исключить, что такими организмами могли быть губки, подвергав-

шиеся в определенных условиях быстрому обызвествлению. Состав пород в пачке 8₃ неоднороден и направленно изменяется снизу вверх по разрезу. В нижней половине пачка представлена известняком ПЛЗ-АЛЗ, (1-2) и АЛЗ, 2, слагающим ассоциации (1-2)-2-(1-2); в верхней половине пачки к этим породам добавляется переходная разновидность известняк АЛЗ - доломит АЛЗ, (2-10), обуславливающая чередование ассоциаций: (1-2)-2 → (1-2)-(2-10). Меняется и состав населения. В первой половине пачки в составе каждой ассоциации отмечаются находки раковинчатых окаменелостей: трилобитов, брахиопод, губок, ханшеллорий, хиолитов и продукты жизнедеятельности неизвестных цианобактерий - микрокомки; во второй - раковинчатые окаменелости устанавливаются в ассоциации с доломитом, а известняковая ассоциация включает находки перемытых проаулопора, детрит раковин, а также микрокомки. Доля последней ассоциации возрастает в кровле пачки и обуславливает асимметричное ее строение. Осадки, существовавшие в первую половину времени накопления пачки 8₃, были наиболее благоприятными для обитания трилобитов, но неблагоприятными для археоциат.

Начало формирования пачки 8₄ совпадает с началом времени а^{кк} и характеризуется развитием биогермов, археоциатово-ренальцисовых тафостромов проаулопоровых, гирванелловых (последние установлены только в разрезе Журинский мыс), реже биогермов ренальцисово-гирванелловых с археоциатами. Трилобиты в этой пачке практически отсутствуют, если не считать единичных находок обломков панцирей. Биостромы и биогермы разделяются (в разрезе) прослоями известняка АЛЗ или известняка АЛЗ - доломита АЛЗ.

В пачке 8₅ доля доломитовых пород возрастает, исчезают биогермы, остаются гирванелловые биостромы вблизи основания и кровли пачки, (1-2)Ш²жи, ренальцисово-гирванелловый биостром (вблизи кровли пачки). С ними переслаиваются доломиты АЛЗ и ПЛЗ-АЛЗ известняки с остатками трилобитов. В средней части пачки отмечаются катаграфиевые известняки, иногда с раковинами трилобитов. Эти известняки делят пачку 8₅ на три части, при этом нижняя и верхняя части по составу и строению похожи на пачку 8₄.

С границей пачек 8₅ и 9₁ совпадает основание зоны Uktaspis (Prouktaspis). В составе пачки 9₁ отмечаются признаки симметричного строения. Вблизи ее подошвы наблюдаются сферолитово-оолитовые известняки, 5; вблизи кровли - оолитовые доломиты, 13; в средней части - доломиты псевдооолитовые (ооидные), а также переходные разновидности доломит ооидный - доломит АЛК и доломит ооидный - доломит ПСК. Соотношения компонентов отражают первичные соотношения агрегатов разных типов, а также процессы перекристаллизации. В средней части пачки встречаются пласты доломита АЛЗ с вертикальными норками зарывания илоедов (слои 121 и 128), которые могут фиксировать сильное обмеление и даже кратковременное осушение. На возможное осушение указывает также сильная трещиноватость некоторых прослоев доломитов.

Пачка 9₂ описана нами лишь в нижней части, где она слагается доломитами АЛЗ и ПСК, нередко с реликтами псевдооолитов. Текстура пород волнисто-, мультобразностная. Отмечается также реликтовая косая слоистость и биогермовидные тела массивных доломитов до 1-2 м высотой и 2-3 м в диаметре [Ярусное расчленение..., 1984].

В пачке 10 известняки ооидно-оолитовые переслаиваются с известняками ПЛЗ-АЛЗ, содержащими панцири трилобитов.

Петрографический состав отложений. Для описания совместного нахождения пород в разрезе использованы типы и переходные разновидности пород. Рассмотрим интервалы разреза, отвечающие зонам (см. рис. 11) и принимаемые нами за биостратиграфические горизонты. Так, для верхней, вскрытой, части зоны *Dokidocyathus regularis* первого биостратиграфического горизонта (0-13 м,

пачки 1(2) и 2(1), слой 1-22) характерны АЛЗ известняки (2), ПЛЗ-АЛЗ известняки (1-2) и в меньшей степени ПЛЗ известняки (1) (табл. 13). Для этого биостратиграфического горизонта намечается последовательная смена 12 наборов породных ассоциаций (снизу вверх по напластованию): 1-2 → 2-(1-2); 2-(1-2) → 2-2; (1-2)-(1-2) → 2-(1-2); 2-2 → 1-2; 1-2 → 1-2; (1-2)-2 → (1-2)-2; (1-2)-2 → 2-(1-2); 2-1 → (2-1-6)-2, два раза; (1-2) - 2 → (1-2)-2, три раза.

Второй биостратиграфический горизонт, соответствующий интервалу зоны *Dokidocyathus lenaicus* (13-38 м, пачки 2₂-3, слои 23-41), имеет близкую к предыдущему петрографическую характеристику, однако в его составе совсем нет ПЛЗ известняков. В породном составе (см. табл. 13) преобладают АЛЗ известняки (2), второе место занимает переходная разновидность ПЛЗ-АЛЗ известняка (1-2) и в одном слое встречен алевролит (15). Для этого биостратиграфического горизонта характерна последовательная смена 11 наборов: (1-2)-2 → (1-2)-2; (1-2)-2 → 2-15; 2-(1-2) → 2-2; (1-2)-2 → 2-2; 2-2 → (1-2)-2; (1-2)-2 → (1-2)-2; 2-2 → (1-2)-2; 2-(1-2) → 2-(1-2); (1-2)-2 → 2-(1-2); 2-2 → 10-2; (2-1)(1-2) → 2-2. Состав ассоциаций и слагаемых ими наборов весьма однообразен и сходен с такими первого нижележащего биостратиграфического горизонта. В каждой ассоциации присутствуют АЛЗ известняки (2) в сочетании с другими типами пород или самостоятельно (вырожденная ассоциация), в состав каждого набора входит переходная разновидность ПЛЗ-АЛЗ известняка (1-2), два набора имеют симметричное строение. Преобладающая роль АЛЗ известняков в составе горизонта свидетельствует о широком проявлении процессов перемыва осадков; проявлена и перекристаллизация карбонатов, связанная не только с их перемывами, но и с перерывами в осадконакоплении.

Третий биостратиграфический горизонт, соответствующий интервалу зоны *Profallotaspis jakutensis* (38-70 м, пачки 4-7, слои 42-63), в верхней половине существенно отличается по петрографическому составу (см. табл. 13) от нижележащего, появляется новый тип породы АЛЗ доломит (10). В составе третьего биостратиграфического горизонта преобладает (по частоте встречаемости) АЛЗ известняк (2), второе место занимает ПЛЗ известняк (1), слагающий биогермы и биостромы, третье - АЛЗ доломит (10); изредка отмечается переходная разновидность ПЛЗ-АЛЗ известняка. Состав пород свидетельствует о широком развитии перерывов в осадконакоплении.

В результате появились перемывы осадков и замещение кальцита доломитом. Перекристаллизация осадков вне связи с этими процессами проявлена слабо.

Для горизонта установлена последовательная смена (снизу вверх по напластованию) 10 наборов породных ассоциаций: 1-(1-2) → 2-1; (1-2)-2 → 1-2; 1-2 → 1-(2-10); 1-2 → 2-2; 1-2 → (2-10)-1; 2-(1-2) → 2-1; 2-1 → 2-2; 10-(1-2) → 10-(1-2); 1-(1-2) → 10-10; 2-(1-2) → 10-(1-2). Наблюдается чередование наборов с чисто известковыми породными ассоциациями и известняково-доломитовыми, свидетельствующими о частых изменениях параметров среды седиментации, в первую очередь системы циркуляции вод бассейна.

Четвертый биостратиграфический горизонт, соответствующий интервалу зоны *Fallotaspis* (70-99 м, пачки 8₁, 8₂, слои 64-91), имеет тот же перечень пород, что и нижележащий. Однако количественное соотношение типов пород изменилось: преобладают ПЛЗ-АЛЗ известняки, а остальные типы пород по частоте встречаемости мало отличаются друг от друга. Более интенсивно проявились процессы растворения, приводившие к разделению водорослевых желваков и образованию конгломератовидных прослоев (слои 69, 70, 74 и др.), чему могли способствовать перерывы в осадконакоплении. С усилением процессов растворения при перерыве в осадконакоплении могло быть связано обра-

Таблица 13

Петрографический состав отложений в разрезе Журинский мыс

Биостратиграфический горизонт		Наборы породных ассоциаций					Все-го	Петрографический горизонт	
		№	Название зоны	одного типа пород	двухчленный			трехчленный	
а	б				а	б	Схема наложения пород		
VII	Uktaspis (пачка 9)	1	4	9	-	-	14	(13-12):5:(12-11):(12-10):11:10 = = 2:1:2:1:2:3 5-(12-11)-11 → 12-(12-10)-10 → → 10-13 → 10-(12-11)-11	V
VI	Nochorocyathus koulini	7	4	5	-	-	16		IV
V	Pagetiellus anabarus	8	8	7	-	-	23	(1-2):2:(2-10):10=4:1:1:1 2-(1-2) → (1-2)-(2-10)-(1-2) → (1-2)-10	IV
IV	Fallotaspis	-	7	5	-	-	12	(1-2):2:1:(2-10):10=2:1:1:1:1 1-2 → (1-2)-(2-10) → (1-2)-10 (1-2):2:1:10=3:2:2:1	III
III	Profallotaspis jakutensis	-	6	4	-	-	10	1-(1-2) → 1-2 → (1-2)-2 → 10-(1-2)	III
II	Dokidocyathus lenaicus - Tumulio-lynthus primigenius	-	3	8	-	-	11	2:(1-2) = 4-2 (1-2)-2-2 → (1-2)-2-2	II
I	Dokidocyathus regularis, 2	-	3	9	-	-	12	2:(1-2):1 = 3:2:1 2-2 → (1-2)-2 → (1-2)-2	I

Примечание. а - полноразвитый, б - с вырожденной ассоциацией.

зование довольно крупных стяжений пирита (слои 69, 71). Для горизонта установлена последовательная смена (снизу вверх по наслоению) 12 наборов породных ассоциаций: 1-(1-2) → 1-2; 2-(1-2) → (2-10)-2; (2-10)-(1-2) → 10-1; 2-1 → 2-1; 2-(1-2) → (1-2)-(1-2); (2-10)-(1-2) → (1-2)-(2-10); 10-(1-2) → 10-(1-2); 10-(1-2) → 2-10; 2-(2-10) → (1-2)-(2-10); 10-10 → (1-2)-(2-10); (2-10)-(1-2) → 10-(1-2); 2-(1-2) → (1-2)-(2-10).

Пятый - шестой нерасчлененные биостратиграфические горизонты, отвечающие интервалу зоны *Pagetiellus anabarus* (99-153,6 м, пачки 8₃-8₅, слои 92-119), имеют такой же перечень пород, как и третий и четвертый. Однако здесь повысилась доля ПЛЗ-АЛЗ известняков. Состав пород свидетельствует об усилении процессов перекристаллизации и автохтонного перемива цианобактериальных карбонатов в связи с перерывами в их образовании и повышенной соленостью воды, особенно к концу формирования горизонта. Перекристаллизации сопутствовали процессы растворения, приводившие к препарированию цианобактериальных желваков, сформировавших конгломератовидные включения в АЛЗ известняках. Для горизонта установлена последовательная смена (снизу вверх по наслоению) 23 наборов породных ассоциаций: (1-2)-2 → 2-(1-2); (1-2)-(1-2) → (1-2)-(1-2); 2-(1-2) → 2-(1-2); (1-2)-(1-2) → 2-(1-2); (1-2)-(1-2-10) → 2-(2-10); (2-10)-(1-2) → 2-(1-2)-2; (1-2)-2 → (1-2-10)-(1-2); а^{kk}: (1-2)-2 → (1-2)-(1-10); 2-(1-2) → (1-2)-2; (1-2)-(1-2) → (2-10)-(2-10); (2-10)-(2-10) → (1-2)-(1-2); (1-2)-(1-2) → (1-2)-(1-2), более пяти раз; (1-2)-10 → (1-2)-2; 10-(1-2) → 10-10; (1-10)-10 → 2-10; 10-10 → 10-(1-2); (1-2)-(1-2) → (1-2)-(1-2), два раза; (1-2)-(1-2) → (1-2)-10. В такой записи легко устанавливается преобладающая роль переходной разновидности ПЛЗ-АЛЗ известняка (1-2), которая образует однородный набор; в середине горизонта он повторяется пять раз. Наборы известняков чередуются в разрезе с наборами известняков - доломитов, затем доломитов.

Рассмотрим отдельно верхнюю половину горизонта, соответствующую интервалу зоны *Nochorocyathus kokoulini* (113-153 м, пачки 8₄, 8₅, слои 101-119). Этой части, как и всему горизонту, характерно распространение переходных разновидностей пород, среди которых преобладает ПЛЗ-АЛЗ известняк, (1-2) или известняк со значительным содержанием доломита, (10-1-2), (2-10), второе место по частоте встречаемости занимает АЛЗ доломит (10), реже отмечается АЛЗ известняк.

Нижняя граница зоны а^{kk} четко устанавливается по археоцитатам, появляющимся в тесной ассоциации с цианобактериями, о новом этапе интенсивного развития которых свидетельствуют многочисленные признаки. В составе пород ведущая роль принадлежит продуктам жизнедеятельности цианобактерий: ренальциса, гирванеллы, проаулопоры, реже других форм (в частности, образующих катаграфии). Особенно широко развита гирванелла, которая в других разрезах в таком количестве не выявлена. Первичная структура цианобактериальных известняков пелитово-зернистая, наблюдаемая в настоящее время - ПЛЗ-АЛЗ. Состав пород свидетельствует о широком развитии процессов перекристаллизации и доломитизации осадков в связи с подводными перерывами в осадконакоплении. Эти вторичные процессы способствовали быстрой литификации осадка, особенно желваков цианобактерий.

Седьмой биостратиграфический горизонт, соответствующий интервалу зоны *Uktaspis* (*Prouktaspis*) (153,6-212 м, пачка 9, слои 120-133), складывается в основном доломитами, среди которых часто встречается АЛЗ доломит (10); реже - доломиты псевдооолитовые (12), ПСК (11), а также переходные

разновидности доломитов псевдооолитовых - ПСК (12-11), еще реже - псевдооолитовые - АЛЗ (12-10) и оолитовые доломиты. Известняки составляют не более 10% (по частоте встречаемости) от частоты встречаемости всех пород в разрезе, это сферолитово-оолитовые (5) известняки. Все доломиты вторичные, в основном - раннедиагенетические, образовавшиеся в результате замещения кальцита незатвердевшего осадка в субкальциальных условиях (доломит I), реже позднедиагенетические, возникшие по литифицированному осадку (доломит II), по-видимому, в субазальных условиях. Замещению доломитом подверглись в основном псевдооолитовые известняки, в меньшей степени (в связи с более редкой встречаемостью) - известняки сферолитово-оолитовые и АЛЗ. Состав пород свидетельствует о широком развитии процессов метасоматоза и меньшем - перекристаллизации, проявившихся в связи с перерывами в цианобактериовом карбонатакопчении.

В горизонте установлена последовательная смена 14 наборов породных ассоциаций (снизу вверх по наложению): 10-5 → 5-5; (12-11)-11 → (12-11)-11; 11-10 → 12-12; (12-10)-10 → (12-10)-10, два раза; 12-12 → (12-10)-(12-11); 12-(12-11) → 11-12; 11-11 → 10-10; 10-10 → 10-10; (11-12)-12 → 10-10; 13-12 → 13-(12-11); 11-11 → 10-(12-11); 11-10 → (12-11)-11; 10-(12-11) → 11-10.

Большинство наборов породных ассоциаций являются вырожденными, имеют вырожденную ассоциацию или состоят из однотипных пород.

В разрезе выделено пять петрографических горизонтов (см. табл. 13).

Первый петрографический горизонт соответствует первому биостратиграфическому горизонту (верхняя часть зоны *Dokidocyathus regularis*) и определяется участием в его составе известняка АЛЗ, переходной разновидности известняка ПЛЗ-АЛЗ и известняка ПЛЗ (в порядке убывания частоты встречаемости), которые можно представить в виде породной формулы 2, (1-2), 1 и идеализированного набора 1-2 → (1-2)-2 → (1-2)-2. Второй петрографический горизонт отвечает второму биостратиграфическому горизонту (зона *Dokidocyathus lepaicus*), слагается АЛЗ известняком и переходной разновидностью АЛЗ-ПЛЗ известняка, что можно изобразить породной формулой 2, (1-2) и идеализированным набором (1-2) - 2-2 → (1-2)-2-2. Третий петрографический горизонт соответствует третьему и четвертому биостратиграфическим горизонтам (зоны a^{jk} , a^f), характеризуется одним перечнем типов пород, но различается по переходной разновидности (2-10). Это позволяет выделить в составе петрографического горизонта два подгоризонта. Горизонт слагается ПЛЗ и АЛЗ известняками при подчиненном количестве слоев АЛЗ доломита и переходных разновидностей АЛЗ-ПЛЗ известняка, АЛЗ известняка - АЛЗ доломита. Этот состав можно изобразить породной формулой 2, 1(1-2)(2-10), 10. Четвертый петрографический горизонт охватывает пятый и шестой биостратиграфические горизонты, соответствующие зонам *Pagetiellus anabarus* - *Nocho-roicyathus kokoulini*. В составе горизонта преобладают переходные разновидности известняка и известняка-доломита, типы пород менее характерны: АЛЗ доломит, меньше АЛЗ известняк. Известняк ПЛЗ отсутствует в отличие от нижележащих толщ. Суммарный состав петрографического горизонта может быть охарактеризован породной формулой (1-2), 10, (2-10), (1-2-10), 2 и идеализированным набором породных ассоциаций 2-(1-2) → (1-2)-(2-10)-(1-2) → (1-2)-10. Пятый петрографический горизонт, фактически соответствующий шестому биостратиграфическому горизонту, зоне *Uktaspis (Prouktaspis)*, характеризуется разнообразием пород, среди которых преобладают доломиты (более 90%, по частоте встречаемости): АЛЗ, псевдобоолитовые, ПСК, оолитовые, а также переходные разновидности псевдооолитовых - ПСК и псевдооолитовых - АЛЗ. Состав горизонта может быть изображен породной формулой 10, 12, 11,

13, (12-11), 5, (12-10) и довольно сложным идеализированным набором 5-(12-11)-11 → 12-(12-10)-10 → 10-13 → 10-(12-11)-11.

Таким образом, весь разрез Журиинского мыса может быть охарактеризовать пятью петрографическими горизонтами (см. табл.13). В первом горизонте присутствуют продукты жизнедеятельности цианобактерий, биогермные ПЛЗ известняки, а также продукты их деградации, перемыва и перекристаллизации; во втором первичные цианобактериальные образования отсутствуют (ПЛЗ известняк); в третьем цианобактериальные первичные образования частично сохраняются, а к процессам их преобразования, характерным для нижележащих отложений, добавляется доломитизация; в четвертом первичные цианобактериальные образования не сохраняются, все они затронуты процессом перекристаллизации и частично доломитизированы; в пятом частично сохранились цианобактериальные образования (менее 10%), но основная масса отложений подверглась доломитизации.

Сообщества организмов и фаши. Разрез Журиинский мыс приурочен к тыльной стороне Атабанского рифида (зона VI), находившегося на флекуре, которая нередко довольно длительное время служила седиментационным барьером для двух резко различных участков бассейна - к западу от рифида и собственно рифида.

Органический мир, представленный теми же группами, что в рассмотренных выше зонах УШ, УП, все же отличался некоторым своеобразием, связанным с назначением зоны УП в структуре рифида. В зоне известны были все три типа населения: П, Ш, I (в порядке уменьшения распространенности).

I тип населения по разнообразию превосходил таковое же население зоны УП (разрез Иситы) и характеризовал значительно больший отрезок времени от томмотского (t^{rg}) до середины второй половины атабанского (до времени N. kokoulini включительно) века. Следовательно, миграция населения этого типа шла не только на площади (с запада на восток), но и во времени. Наблюдаются три типа сообществ - археоциатово-цианобактериальных иловых холмов (биогермы), лугов (биостромы) и чисто цианобактериальных эпифитоново-ренальцисовых, эпифитоновых, ренальцисово-гирванелловых и гирванелловых лугов. Последнее сообщество встречено впервые.

Археоциатово-цианобактериальное сообщество иловых холмов проявило себя в конце первой половины времени D. regularis (кучугуйские биогермы, t^{rg1}). Среди археоциат преобладали формы с выростами и разрастаниями, а в более молодом сообществе второго порядка - и многочисленные представители неправильных археоциат.

Сообщество археоциатово-водорослевых лугов I²эра2 возникло несколько ранее, чем аналогичное в зоне УП (начало времени R. zegebarti - L. polyseptus); внешнее сходство органогенных построек (биостромы) нередко ранее вело к ошибке в корреляции разрезов. Археоциаты в этом сообществе небольших размеров, одиночные, явно не каркасостроители. Преобладали водоросли Epiphyton. Узкая зона, отведенная на площади бассейна биостромам, показывает, что ширина тыльной стороны рифида в самом начале атабанского века не превышала нескольких десятков метров.

Монотипное сообщество эпифитоновых лугов I²э проявилось в то же время (a^{zb}), что и сообщество Iэра2, но с некоторым опозданием. Ближайшим соседом его было монотипное сообщество трилобитов II³т2.

Значительно отличалось сообщество ренальцисовых лугов с археоциатами и гирванеллами: I²ра2, I²рж, I²ржа2, встреченное в зоне а^{kk}.

II тип населения имел свою специфику по сравнению с таким же типом населения в зонах УП и УШ, а также с другими типами населения данной зоны: миграция некоторых его сообществ распространилась на более длительный интервал времени.

Установлены 9 сообществ первого порядка, как и в предыдущем разрезе (Исиль): археоциатово-хиолитовое, с крупными дисковидными археоциатами, хиолитовое, трилобитовое, аулофикусовое, ихтиофауны, губковое, брахиоподовое, а также ханцеллорий, мобергелл и скелетных проблематик.

Устанавливаются два сообщества второго порядка с археоциатами: Π^1_{a4} и $\Pi^1_{a4xkф}$ ($t^{rg}-ln$). Это были сообщества с участием организмов - каркасолюбов, селившихся как в непосредственной близости от иловых холмов и по-смертно захоронявшихся в них, так и вдалеке от иловых холмов. Однако во времени рассматриваемое сообщество в зоне УI проявилось значительно позднее, чем аналогичное в зоне УII. По характеру осадков можно говорить о периодическом обмелении этой зоны бассейна, способствовавшем перекристаллизации осадка.

Сообщество хиолитовое было очень разнообразным по составу: встречены монотипное сообщество, а также хиолитовые с редкими археоциатами - Π^2_{x1a} , брахиоподами - Π^2_{x1b1} , трилобитами - Π^2_{x1t2} , гастроподами и многочисленными скелетными проблематиками - Π^2_{x1} , $\Pi^2_{x1kчф}$ и примерно в том же составе, но с редкими трубчатými цианобактериями - $\Pi^2_{x1cп}$. Таким образом, можно выделить более 6 сообществ второго порядка с участием хиолитов.

В составе трилобитов устанавливаются сообщества второго порядка: монотипное - Π^3_{t1} , с хиолитами - Π^3_{tx} , с хиолитами и брахиоподами - $\Pi^3_{txб}$, реже со скелетными проблематиками - Π^3_{tr+n} , где $n = кфч$, а также с остатками проблематичных цианобактерий, продуктами жизнедеятельности которых являются микрокомки - $(\gamma)-\Pi^3_{t}$.

Самое раннее по времени сообщество второго порядка Π^3_{t1} Profallotaspis отнесено Л.Н. Репиной [1982, 1983] к I экотипу, характерному для биотопа уплотненного грунта: тонкий панцирь, большая выпуклость цефалона, расчлененность щита. То же сообщество второго порядка другого родственного рода - Fallotaspis, Π^3_{t1} обитало также на уплотненном грунте (нохоройская пачка, выше пачки звонких доломитов), возникавшем в результате перекристаллизации, а нередко и доломитизации осадка.

Сообщество второго порядка с Archaeaspis (Π^3_{t2} , Archaeaspis) было приурочено к сильно уплотненному грунту; для его представителей характерно активное передвижение по дну (цефалон сильно расчленен и т.д. [Репина, 1982]). Если Archaeaspis имели все черты экотипа плотного грунта [Репина, 1982], то мелкие миомерные трилобиты (Π^3_{t7} , Pagetiellus anabarus) явно обитали на рыхлом мягком грунте, отчасти даже взмученном: они обладали способностью сворачиваться и в закрытом виде погружаться в полужидкий ил [Репина, 1983]. Следует отметить первое совместное поселение трилобитов и хиолитов Π^3_{tx} в такой микрофауне, не встречавшееся на западе (зоны УIII, УII).

Наконец, сообщество второго порядка с Metadoxides зона Uktaspis (Prouktaspis) снова характерно для биотопа с рыхлым грунтом Π^3_{t8} . (Ukt) [Репина, 1983]. Нередко совместно с трилобитами встречаются перемытые комочки цианобактерий Renalcis.

Сообщество Π^4_{u} встречено на двух уровнях - a^{zb} и a^{kk} . Оно приурочено к известковисто-доломитовым осадкам переходного типа. Сообщество $\Pi^5_{и1}$ встречено во всем диапазоне ($t-a$) как в связи с известковистыми, так и доломитовыми осадками.

Было и сообщество губок ($\Pi^6_{п}$, $\Pi^6_{пч}$, $\Pi^6_{пб}$), однако, как правило, спиккулы губок рассыпаются после гибели организма, и потому трудно подтвердить автохтонное положение остатков этих организмов (t^{rg} , $a^{zg-пн}$).

Сообщество беззамковых брахиопод достаточно редкое и представлено двумя сообществами второго порядка - Π^8_{61} и $\Pi^8_{61x1п}$. Диапазон их распространения - $t^{rg} - a^{kk}$, наиболее обильными они были в t^{ln} .

В единичном случае встречено монотипное сообщество ханцеллорий - $\Pi^9_{ч}$ ($t^{rg} - ln$), которые, видимо, чаще встречались с брахиоподами, чем с другими организмами.

III тип населения достигает в зоне $\forall I$ (Журинский мыс) наибольшего разнообразия. Это связано в первую очередь с тем, что именно данный участок выполнял роль тыльной стороны Атдабанского рифида, т.е. имел наименьшие глубины и наиболее активную гидродинамику.

Выделяются два сообщества цианобактерий, дававших в качестве продуктов жизнедеятельности оолиты - псевдооолиты $\text{III}^1_{о}$ (a^{kk}) и катаграфии $\text{III}^3_{н}$, для которых видовой состав цианобактерий - порообразователей неизвестен (вторая половина атдабанского века - начало ботомского), а также известковые цианобактерии (*Proaulopora*) - $\text{III}^2_{с}$. В последних различаются несколько сообществ второго порядка. Монотипное сообщество $\text{III}^2_{с}$, в котором трубчатые цианобактерии были главными порообразователями, характеризует наиболее активную водную среду конца времени a^{zb} , но отмечается спорадически.

Сообщество с трилобитами и брахиоподами $\text{III}^2_{ст261}$ приурочено к зоне a^{pn} ; цианобактериево-трилобитовое характерно уже для ботомского яруса ($\text{III}^2_{ст8}$; b^{lat}).

Совершенно изолированно встречено сообщество *Girvanella*, неизвестное ни к западу, ни к востоку от этой зоны, тем более как монотипное - $\text{III}^2_{ж}$, (a^{kk}). Видимо, условия, характерные для участка тыльной стороны рифида (полууплотненный грунт, периодическое повышение солености), более всего благоприятствовали массовому расселению этой цианобактерии. Многочисленные комочки *Girvanella*, явно перемытые на месте, свидетельствуют об усилении динамики вод. В перемытом виде остатки *Girvanella* встречены на этом же уровне в составе трилобитового сообщества $\text{III}^3_{т2/ж/}$.

Отмечаются следующие особенности качественной и временной характеристик совокупности сообществ зоны $\forall I$:

1. Еще большее их разнообразие по сравнению с разнообразием сообществ зон $\forall III$ и $\forall II$.
2. Большой возрастной диапазон - вплоть до первой половины ботомского века; это свойственно уже всем типам населения.
3. Разнообразие и специфичность цианобактериальных сообществ, что особо подчеркивает специфику зоны (мелководность, активный водообмен).
4. Частое чередование во времени контрастных сообществ (например, с трубчатыми известковыми цианобактериями и с икнофауной), что говорит о микроритмах с большой амплитудой.

Обнажения у дер. Ой-Муран (№ 8204, 8303, 818)

Обн. 8204 соответствует обн. 58, обн. 8303 и 818 - обн. 56
Г Журавлева и др., 1969 J.

Обн. 8303 и 818. Левый берег р. Лены в 3 км вверх по течению от дер. Ой-Муран. Описание разреза дается снизу, вверх по наложению пород с указанием отметки кровли слоя от основания разреза у уреза воды (рис. 12, фото XIII).

Авторы уточнили верхнюю границу зоны *Nochoroicyathus kokoulini*, приведя ее в соответствие с таковой в разрезе Бачык [Ярусное расчленение..., 1984 J.

Є₁ a^{pol}. Пачки I, II.

Слой 1 - известняк ПЛЗ-АЛЗ розовато-белый биогермный слабо глинистый 0,20 м (10%), с археоциатами и эпифитонами, (1-2-6) I¹эра1.

Слой 2 - известняк ПЛЗ-АЛЗ розовато-серый плитчатый, с детритом археоциат и с целыми археоциатами, внутренняя полость которых заполнена кирпично-красным глинистым известняком АЛЗ, (1-2-6) II¹а4/а/.

Слой 3 - известняк АЛЗ вишнево-красный плитчатый алевроглинистый, с археоциатами на поверхности напластования (2-6) II¹а4.

Слои 1-3 = (1-2-6) I¹эра1р - (1-2-6) II¹а4/а/ - (2-6) II¹а4.

Слой 4 - известняк ПЛЗ-АЛЗ розовато-красный массивный, биогермный, с археоциатами и эпифитонами, которые обрастают кубки археоциат, (1-2-6) I¹эра1.

В осыпной части до 1,15 м известняки, как в слое 4.

Слой 5_{1,2} - известняк АЛЗ кирпично-красный плитчатый до тонкоплитчатого, об-1,75 м лекающий и примыкающий к нижележащим биогермам. Наблюдаются крупные кубки археоциат в лежачем положении, ориентированные открытой полостью кубка перпендикулярно р. Лены, 2II⁵и1а4/бтэ/. Выше по разрезу известняк ПЛЗ-АЛЗ эпифитоновый розовато-красный калиптровый, диаметр калиптра от 0,18 до 0,35 м, с незначительным (10%) количеством мелких кубков археоциат, обросших эпифитоном, (1-2) I¹эра 1. Слои 4 и 5 (нижняя половина) = (1-2-6) I¹эра1-2II⁵и1а4/бтэ/.

Слой 6. Доломит АЛЗ желто-серый, 10II⁵и1 облекает известняк АЛЗ-ПСК биогермный археоциатозо-водорослевый. Скелет археоциат шерекристаллизован и сильно вышеложен, чаще заметны только ядра археоциат, (2-3) I¹эра1.

Слои 5,6 = (1-2) I¹эра1 ↔ (2-3) I¹эра1 - 10II⁵и1.

Пачки II, III.

Слой 7 - известняк АЛЗ-ПЛЗ розовато-красный эпифитоновый, (1-2) I²эр. Не 2,10 м обнажено 0,85 м, вероятно 10? Слой 7 = (1-2) I²эр-10II⁵и1.

Слой 8 - известняк ПЛЗ-АЛЗ розовато-красный эпифитоновый, биогермный, 3,80 м (1-2) I²эр, облекающий известняк АЛЗ кирпично-красный с детритом археоциат 2 /а/. Слой 8 = (1-2) I²эр-2/а/.

Осыпь 0,6 м.

Слой 9 - известняк АЛЗ кирпично-красный пятнистый, волнисто-слоистый, с 4,55 м детритом губок, трилобитов, комками ренальцис, микрокомками, с зернами глауконита, целые раковины брахиопод, хиолитов 2II⁸б1х2х3/тпфрγ/.

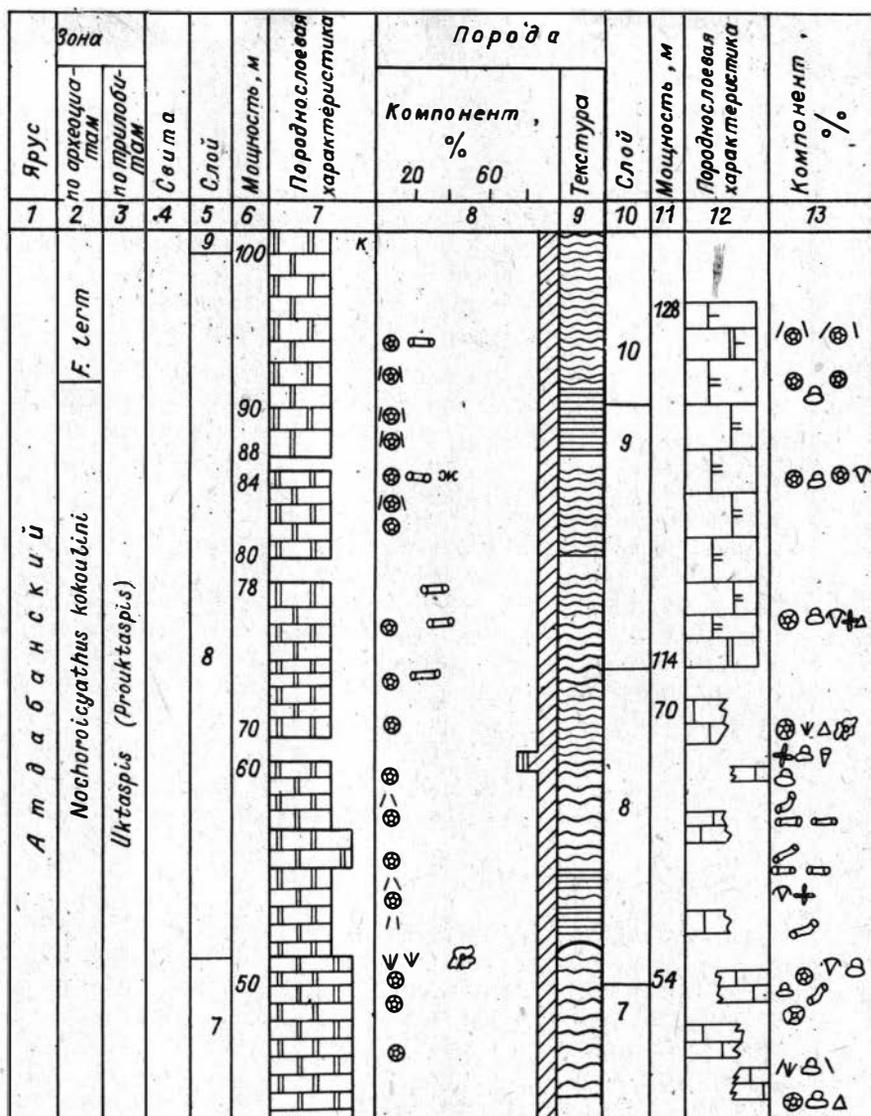
Слой 10 - известняк АЛЗ серый, массивный с микрокомками, 2/γ/. Слои 9-4,82 м 10 = 2II⁸б1х2х3/тпфрγ/-2/γ/.

Слой 11 - известняк АЛЗ пятнистый волнисто-слоистый доломитистый, с микрокомками, 2(10)/γ/.

Слой 12 - известняк кирпично-красный АЛЗ алевроглинистый, массивный, с 5,00 м брахиоподами, археоциатами и хиолитами, 2II⁸б1а4х2х3. Слои 11-12 = 2/γ/-2II⁸б1а4х2х3.

Слой 13 - известняк вишнево-красный АЛЗ глинистый, 2, переслаивается с 6,15 м листоватым алевролитом, 15. Слой 13 = 2-15, два раза.

Слой 14 - алевролит вишневый тонкошебенчатый слоистый, по напластованию 6;15 м отмечаются археоциаты. Слоистость мутьеобразная (15-6) II¹а4. Слой 14 = (15-6) II¹а4-(15-6) II¹а4.



- Слой 15 - переслаивание известняка серого ПЛЗ-АЛЗ с археоциатами и микро-комками, (1-2)II¹а6/γ/, с известняком вишневым АЛЗ, с комками ренальцис и эпифитон, 2/рэ/, с известняком ПЛЗ-АЛЗ, с цельными кубками археоциат (1-2)II¹а6. Слой 15 = (1-2)II¹а6/γ/-2/рэ/-(1-2)II¹а6.
- Слой 16 - известняк вишневый АЛЗ массивный, 2, выше переходит в известняк АЛЗ тонколистчатый до щебенчатого, с редкими цельными кубками археоциат, 2II¹а4. Слой 16 = 2-2II¹а4.
- Слой 17 - известняк ПЛЗ-АЛЗ эпифитоновый розовато-серый биогермный, с археоциатами, (1-2)I¹эра1 и с межбиогермным известняком АЛЗ кирпично-красным, 2/а/.
- Слой 18 - известняк АЛЗ кирпично-красный глинистый тонкоплитчатый, с редкими крупными археоциатами, 2II¹а4. Слой 17,18 = (1-2)I¹эра1 ↔ 2/а/-2II¹а4.

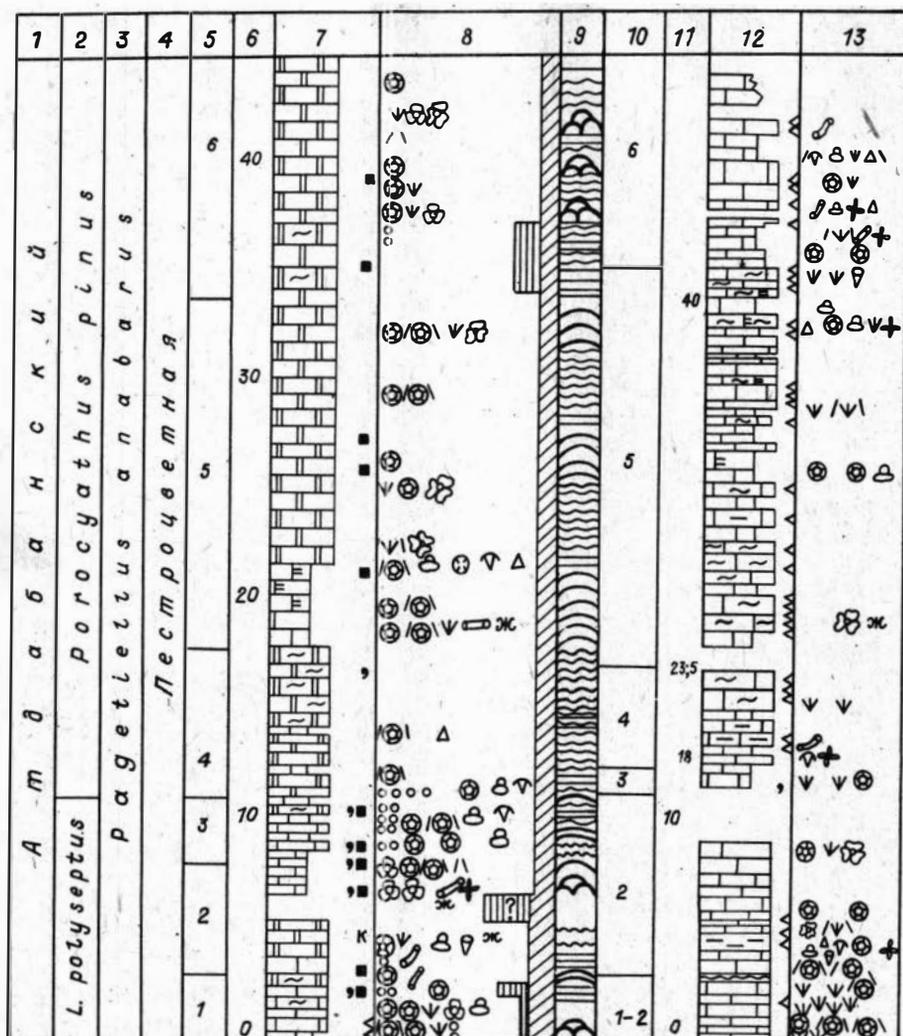


Рис. 12. Состав и строение нижнекембрийских отложений у пос. Ой-Мура, обн. 8204 (слева), 8303 и 818 (справа). Биостратиграфическое расчленение по [Ярусное расчленение..., 1984].

Усл. обозн. см. на рис. 9.

ϵ_1^{apn} .

Слой 19 - 0,3 м - известняк ПЛЗ-АЛЗ массивный эпифитоновый, с археоциатами; 10,68 м - известняк ПЛЗ-АЛЗ эпифитоновый (1-2)I²эра2 - (1-2)I²э. Известняк АЛЗ красный глинистый тонкоплитчатый, с массой археоциат, захороненных параллельно напластованию, и мелким детритом. Мощность пласта по простиранию меняется от 1,5 до 0,5 м, 2II¹а6/а/. Слой 19 = (1-2)I²эра2ж - (1-2)I²эр - 2II¹а6/а/.

Слой 20. Осыпь 5-7 м (1-2)I¹эра1ж-2II¹ач [Журавлева и др., 1969б].

Далее сделан переход по горизонтали на 50 м вверх по течению р. Лены, на обн. 818.

Пачка IV.

Слой 21 - известняк ПЛЗ-АЛЗ светло-серый волнисто-слоистый, в верхней 18,3- части имеет брекчиевидный облик за счет многочисленных стилолитовых швов, субпараллельных слоистости, с детритом трилобитов, 18,73 м губок (1-2)/тп/, выше по слою с размывом переходит в известняк АЛЗ, с терригенными единичными зернами зеленого глауконита в основании слоя, 2. Слой 21 = (1-2)/тп/-2.

Слой 22 - известняк серый ПЛЗ-АЛЗ плотный массивный (1-2)/п?/, переслаивается с известняком вишневым алевритоглинистым, с ходами илоедов на поверхности плиток, 2П⁵ и 1. Слой заканчивается известняками серыми ПЛЗ-АЛЗ (1-2)/п?/.

Слой 23 - известняк вишневый АЛЗ плитчатый плотный 2П⁵ и 1. 22,43 м

Слой 22, 23 = (1-2)/п?/ - 2П⁵ и 1 (два раза).

Не обнажено 1,5, до 23,5 м.

Пачка V описывается по Г Ярусное расчленение..., 1984 J, где указывается плохо обнаженный участок, в отдельных выходах переслаивание известняков глинистых вишнево-красных 2 I²эр желто-бурых, детритовых (1-2-6) П¹а461 известняков серых, светло-розовых и белых афанитовых и доломитов пятнистых, фиолетовых и желтых, комковатых, 10. 2 I²эр-(1-2-6) П¹а461 = 10; многократное переслаивание.

Слой 24 - известняки пятнистые ПЛЗ-АЛЗ, с детритом трилобитов, брахиопод, 40,23 м археоциат, губок, скелетных проблематик с обрывками эпифитона (1-2)/тбапф/, переслаиваются с известняками серыми волнисто-слоистыми, с брахиоподами и детритом археоциат (2-6) П⁸б/а/. Слой 24 = = (1-2)/тбапф/ - (2-6) П⁸б1/а/, неоднократно.

Пачка VI.

Слой 25 - известняки пятнистые ПЛЗ-АЛЗ вишнево-серые плотные, массивные, 40,68 м (1-2).

Слой 26 - известняки вишневые АЛЗ глинистые, с мелкими галечками этого же известняка в кровле слоя, 2. 40,88 м

Слой 25, 26 = (1-2)-2.

Слой 27 - известняк пятнисто-окрашенный эпифитоновый, массивный, волнисто-слоистый, с археоциатами, хиолитами, комками ренальцис, с детритом скелетных проблематик и микрокомками, (1-2) П¹а4х1эр/фг/ по простиранию биогермный, (1-2) I¹эра1. 41,53 м

Слой 28 - известняк пятнисто-окрашенный ПЛЗ-АЛЗ массивный волнисто-слоистый, с детритом губок, с обрывками эпифитона и комков ренальцис (1-2) П⁵ и /прэ/. Ходы илоедов. 42,48 м

Слой 27, 28 = (1-2) I¹эра1 - (1-2) П¹а4х1эр/фг/- (1-2) П⁵ и /прэ/.

Слой 29 - известняк темно-вишневый АЛЗ оскольчатый снизу, 2 и голубовато-серый глинистый в кровле, 2(10). Слой 29 = 2-2. 43,43 м

Слой 30 - доломит серый АЛЗ плотный с Aulophycus, 10 П⁴ у, переходит в известняк ПЛЗ-АЛЗ зеленовато-серый желваковидный, (1-2), выше с размывом ложится доломит серый АЛЗ с аулофигурами, 10 П⁴ у, в кровле слоя с размывом - известняк ПЛЗ-АЛЗ серый, волнисто-слоистый, (1-2)/эр/. Слой 30 = 10 П⁴ у - (1-2)/эр/, два раза. 44,33 м

Слой 31 - доломит кремовый массивный АЛЗ тонкослоистый глинистый, в основании брекчиевидный, с брахиоподами и ходами илоедов, 10 П⁵ и 1б1, выше известняк ПЛЗ-АЛЗ пятнисто-окрашенный доломитом. 44,63 м

тистый, с ходами илоедов, микрокомками, детритом брахиопод, губок, скелетных проблематик, $(1-2)П^5_{и1}/у бпф/$.

Слой 32 - доломит АЛЗ вишнево-сиреневый глинистый, с аулофикусами, 44,98 м $10П^4_у$.

Слой 31, 32 = $10П^5_{и161}-(1-2)П^5_{и1}/бпф/-10П^4_у$.

Слой 33 - известняк пятнисто-окрашенный ПЛЗ-АЛЗ эпифитоновый, с археоциатами, $(1-2)I^2_{эра2}$, переслаивается с известняком вишневым глинистым АЛЗ, 2 (два раза), в кровле известняк ПЛЗ-АЛЗ с микрокомками, с детритом трилобитов, брахиопод и скелетных проблематик. Слой 33 = $(1-2)I^2_{эра2} - 2$ (два раза); $(1-2)I^2_{эра2} - (1-2)/тбфэ/$.

Слой 34 - известняк вишнево-сиреневый АЛЗ-ПЛЗ доломитистый глинистый, 46,78 м с аулофикусами $(1-2-10)П^4_у$.

Слой 35 - известняк вишневый АЛЗ волнисто-слоистый, со следами ходов илоедов, $2П^5_{и1}$.

Слой 34, 35 = $(1-2-10)П^4_у - 2П^5_{и1}$.

Є₁ а^{кк} а^{ук} Пачка VII.

Слой 36 - известняк пятнисто-окрашенный волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ, с трилобитами, археоциатами, брахиоподами, трубчатými скелетными проблематиками, $(1-2)П^1_{а461к}$.

Слой 37 - известняк серый АЛЗ-ПЛЗ массивный, с детритом брахиопод и обрывками эпифитона $(1-2)/эб/$, выше постепенно переходит в вишневый алевролит, 15.

Слой 36, 37 = $(1-2)П^1_{а461к} - (1-2)/эб/-15$.

Слой 38 - известняк серый массивный ПЛЗ-АЛЗ, с археоциатами, $(1-2)П^1_{а4}$, 53 м постепенно переходит в алевролит, 15 и в кровле слоя в известняк вишневый АЛЗ, с брахиоподами, ходами илоедов и микрокомками $2П^8_{б1и1}/у/$. Слой 38 = $(1-2)П^1_{а4}-15-2П^8_{б1и1}/у/$.

Пачка VIII.

Слой 39 - известняк серый ПЛЗ-АЛЗ плотный, с трилобитами, археоциатами, брахиоподами и детритом губок $(1-2)П^3_{т8а461/п/}$, выше переходит в известняк вишнево-красный АЛЗ, с ходами илоедов, $2П^5_{и1}$, в кровле известняк ПЛЗ-АЛЗ, $(1-2)$.

Слой 40 - известняк вишневый АЛЗ массивный, плотный, 2.

55,35 м

Слой 39, 40 = $(1-2)П^3_{т8а461}-2П^5_{и1} - (1-2)-2$.

Слой 41 - известняк серый ПЛЗ-АЛЗ волнисто-слоистый, в основании брекчиевидный, с трубчатыми цианобактериями, $(1-2)П^2_с$, в кровле с детритом трилобитов, губок, $(1-2)/тп/$. Слой 41 = $(1-2)П^2_с-(1-2)/тп/$.

Слой 42 - известняк вишневый АЛЗ массивный, с ходами илоедов $2П^5_{и1}$, с прослоем в средней части известняка ПЛЗ-АЛЗ серого, $(1-2)$. Слой 42 = $2П^5_{и1}-(1-2)-2П^5_{и1}$.

Слой 43 - 0,6 м - известняк вишневый АЛЗ массивный, 2; 0,15 м - известняк серый волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ, с проаулопорами, $(1-2)П^2_с$; 0,4 м - сиренево-вишневый известняк АЛЗ-ПЛЗ - доломит АЛЗ, с аулофикусом, $(1-2-10)П^4_у$; 0,4 м - известняк серый ПЛЗ-АЛЗ волнисто-слоистый, $(1-2)$; 1,0 м - известняк вишневый АЛЗ алевроитоглинистый, 2; 0,8 м - известняк серый ПЛЗ-АЛЗ волнисто-слоистый, $(1-2)$. Слой 43 = $2-(1-2)П^2_с-(1-2-10)П^4_у; (1-2)-2-2; (1-2)-(1-2)$.

Слой 44 - известняк серый АЛЗ волнисто-слоистый, с брахиоподами, $2П^8_{б1}$. 61,87 м

Слой 45 - известняк белый ПЛЗ-АЛЗ рыхлый, с детритом трилобитов, брахиопод, $(1-2-6)/тб/$, кверху переходит в известняк голубовато-серый плотный АЛЗ, 2.

Слой 44, 45 = $2\Pi^8_{61} - (1-2-6)/\tau\delta/-2$.

Слой 46 - известняк пятнисто-окрашенный желваковидный ПЛЗ-АЛЗ, с археоциатами, трилобитами и микрокомками, $(1-2)\Pi^1_{a4\tau 8/\gamma/}$.

Слой 47 - известняк пятнисто-окрашенный вишнево-серый АЛЗ волнисто-слоистый, 2, выше по разрезу переходит в известняк серый ПЛЗ-АЛЗ, с губками, $(1-2)\Pi^6_{п}$, в кровле слоя известняк АЛЗ вишневый, 2.

Слой 46, 47 = $(1-2)\Pi^1_{a4\tau 8/\gamma/} - 2; (1-2)\Pi^6_{п} - 2$.

Слой 48 - известняк пятнисто-окрашенный ПЛЗ-АЛЗ серовато-зеленый, с губками, с детритом брахиопод, хиолитов, микрокомками, $(1-2)\Pi^6_{п/6x\gamma}$ в кровле известняк АЛЗ пятнисто-окрашенный плитчатый, 2.

Слой 48 = $(1-2)\Pi^6_{п} /6x\gamma/-2$.

ϵ_1 a^{lm}

Слой 49 - известняки ПЛЗ-АЛЗ пятнистые, сильно перекристаллизованные, с археоциатами, комками ренальцис и эпифитона, детритом скелетных проблематик, $(1-2)\Pi^1_{a6/\rho\epsilon\phi/}$, в кровле известняк АЛЗ, 2.

Слой 49 = $(1-2)\Pi^1_{a6\rho/\epsilon\phi/} - 2$.

Слой 50 - известняк серый с пятнами розового ПЛЗ-АЛЗ волнисто-слоистый, 69,42 м $(1-2)$, в кровле известняк АЛЗ, 2. Слой 50 = $(1-2)-2$.

Не обнажено до 114,4 м.

Пачка IX, верхняя часть.

Слой 51 - доломит АЛЗ серый, с пятнами розового, с гнездами кальцита ПСМ 115,82 м (по фауне?), 10. Слой 51 = 10-10.

Слой 52 - серый известняк АЛЗ - доломит АЛЗ брекчиевидный с археоциатами, брахиоподами, трилобитами, микрокомками, с детритом губок и скелетных проблематик, $(2-10)\Pi^1_{a763\tau 6/\gamma/\phi\pi/}$. Слой 52 = $(2-10)\Pi^1_{a763\tau 6/\gamma/\phi\pi/} (2-10)$, многократно.

ϵ_1 b^{lat}. Пачка X.

Слой 53 - известняк ПЛЗ-АЛЗ - доломит АЛЗ серовато-желтый плитчатый 127,00 м пятнистый, с археоциатами и брахиоподами, $(1-2-10)\Pi^1_{a763}$, в кровле известняк АЛЗ - доломит АЛЗ $(2-10)$. Слой 53 = $(1-2-10)\Pi^1_{a763} - (2-10)$, многократно.

Слой 54 - доломит АЛЗ - известняк АЛЗ серый, с пятнами белого, с детритом археоциат, $(2-10)/a/$. Слой 54 = $(2-10)/a/ - (2-10)/a/$.

Обн. 8204, левый берег р. Лены, 2,5 км вверх по течению от дер. Ой-Муран и в 0,2-0,5 км от обн. 8303-818. Общая мощность вскрывающихся отложений около 100 м. Ниже приводится послынное описание разреза снизу вверх по наслоению с указанием отметки кровли слоя (от основания разреза, см. рис. 15).

Уточнение расчленения разреза смотри в обн. 8303.

ϵ_1 a^{pol}. Пачки I, II.

Слой 1 - известняк серый ПЛЗ - доломит АЛЗ глинистый калиптровый, с археоциатами, водорослями и детритом археоциат, $(1-2-10) (6, 14)\Pi^1_{\epsilon\rho a1/\delta a/}$. Выше доломит тонкоплитчатый АЛЗ, с реликтами ПЛЗ кальцита, с детритом археоциат, гнездами и жеодами ПСЗ кальцита, с ходами илоедов, $10 (3, 6, 1)\Pi^5_{и1/a/}$. Слой 1 = $(1-2-10)\Pi^1_{\epsilon\rho a1/\delta a/} - 10\Pi^5_{и1/a/}$.

Слой 2 - облекающий калиптры - известняк серый ПЛЗ - доломит АЛЗ $(2-2,4 м 1-10)$; доломит серовато-желтый АЛЗ, с мелкими жеодами, с друзами ПСЗ кальцита, с ходами илоедов, $10 (3)\Pi^5_{и1}$. Слой 2 = $(1-2-10)\Pi^5_{и1} - 10\Pi^5_{и1}$.

Пачки II, III.

Слой 3 - доломит плитчатый АЛЗ алевроитоглинистый известковистый горизонт

- 3,05 м тально-слоистый, 10(2, 14, 15). Ходы илоедов, детрит археоциат.
Слой 3 = (2-10)-10П⁸и1/а/.
- Слой 4 - аналогичен слою 3, остатки брахиопод и хиолитов, 10(2, 14, 3,35 м 15)П⁸б1х2х3.
- Слой 5 - доломит АЛЗ, с желваками ПЛЗ-АЛЗ доломита, с поровым ПСК 3,6 м кальцитом, с гематитом, 10(9).
- Слой 6 - доломит тонкоплитчатый горизонтально- и волнисто-слоистый АЛЗ 3,85 м алевритоглинистый, 10(14-15).
Слой 4-6 = 10П⁸б1х2х3 - 10-10.
- Слой 7 - доломит серый плитчатый слабо волнисто-слоистый АЛЗ, с пятнами 5,35 м гематита, пятнами и жеодами ПСК кальцита, 10(6,2), кверху переходит в известняк ПЛЗ - доломит АЛЗ, (1-2-10). Сильная трещиноватость пород слоя. Остатки водорослей - эпифитон? гирванеллы? Слой 7 = (1-2-10)П¹а4б1эж? - 10.
- Задерновано 1,2 м (до 6,5 м), вероятно переслаивание доломита тонкоплитчатого АЛЗ и переходной разновидности доломит АЛЗ - алевролит, (10-15), легко подвергающихся эрозии. Закрытый участок = (10-15)-10(?).
- Слой 8 - биогермный археоциатово-ренальцисово-эпифитоновый известняк ПЛЗ-10,7 м АЛЗ доломитистый, с детритом археоциат и губок, (2-1)(1, 6, 10)П¹эра1/па/, кверху переходит в известняк, затем доломит тонкоплитчатый АЛЗ известковистый, с кустиками ренальцисов, детритом археоциат, спикулами губок, ходами илоедов, 10(2, 6, 3)П⁵п1/арп/.
- Отмечаются трещины, заполненные битумом.
- Є₁ а_{рп}.
- Верхние 1,5 м - известняк ПЛЗ-АЛЗ, с археоциатами, с примесью алевритоглинистого материала, (1-2)(6), переслаивается с известняком АЛЗ, с детритом археоциат, 2(6), участками перекристаллизованного и доломитизированного, 3, 2, 1, 10, с кустиками эпифитона и микрокомками, со следами интенсивного растворения (до брекчиевидного облика), цементацией, перекристаллизованным ПСК кальцитом и слабым окремнением. Среди известняков ПЛЗ-АЛЗ отмечен прослой доломита АЛЗ известковистого, 10(2, 6). Единичные зерна глауконита и пирита. Слой 8 = (1-2)П¹эра1ж/па/-2П¹а4б1и1/арп/ - 10П⁸б1/та/; (1-2)П¹эра1 - 2П¹а4б1 - 10П⁸б1/а/.
- Пачка IV.
- Слой 9 - 0,1 м - известняк брекчиевидный ПЛЗ-АЛЗ, с примесью детрита 18;0 м археоциат и губок, (1-2)(6)П⁸б1пт8х а4/γ/; 1,2 м - известняк ПЛЗ-АЛЗ - доломит АЛЗ, с пятнами ПСК кальцита (1-2-10-3); 1,2 м - доломит ПСК-АЛЗ, (10-11); 0,4 м - доломит плитчатый АЛЗ, 10; 1,5 м - доломит пятнистый ПСК-АЛЗ желваковидный, (10-11); 2,8 м - волнисто-слоистый доломит АЛЗ, окремненный, скелетные проблематики, 10(7)П¹⁰ф/а/. Слой 9 = (1-2)П⁸б1пт8а4/γ/ - (1-2-10)-10 два раза; (10-11)-10П¹⁰ф/а/, два раза.
- Пачка V.
- Слой 10 - биостромный (нижняя половина интервала); известняк пятнистый 28,0 м ПЛЗ-АЛЗ, с пятнами ПСК, с детритом археоциат и трубчатыми водорослями проаулопора в одних прослоях и остатками эпифитона? - в других, (1-2)П²эр/сж/, переслаивается с доломитом желтовато-серым АЛК-ПСК, с детритом археоциат, брахиоподами, трилобитами; известковистым, окремненным, брекчиевидным, (1-2)(3,6а)П⁸б1а4к/чф/. В верхней половине интервала наблюдается переслаивание доломита АЛЗ-ПСК, (10-11) с доломитом АЛЗ, 10. Породы шебенчатые из-за интенсивной трещиноватости. Единичные зерна глауконита. Слой 10 = (1-2)П²эр/сж/ - (1-2)П⁸б1а4к/чф/- (1-2-10); (10-11)-10.

Слой 11 - биостромный, переслаивание известняка АЛЗ, 2 и доломита АЛЗ 34,0 м или АЛЗ-ПСК с детритом археоциат, 10(6); (10-11)(6), доломит АЛЗ-ПСК отличается сильной трещиноватостью. Слой 11 = (10-11)I²эра2 - (10-2); неоднократно.

Пачка VI.

Слой 12 - доломит АЛЗ зеленовато-серый плитчатый желваковидный известковистый, 10(2), кверху глинистый, 10(14). Слой 12 = 10-10.

Слой 13 - водорослево-биогермный, доломит желтовато-серый АЛЗ известковистый, 10(2,3), переслаивается с доломитом АЛЗ-ПСК известковистым, с детритом археоциат, (10-11)(6).

Слой 14 - биогермный; доломит желтовато-серый АЛЗ, с пятнами и жеодами ПСК кальцита, 10(2,3). По всему слою развиты окремнение, усиливающееся в верхней половине слоя, интенсивная стиполитизация и трещиноватость.

Слои 13, 14 = (10-11)I¹эра1 - 10-10/a/; неоднократно.

Слой 15₁ - доломит желваковидный АЛЗ, 10, участками ПСК, известковистый, 45,0 м с остатками Eriphyton, окремнением, (10-11), (10-7). Сильная трещиноватость с образованием щелочной отдельности. Слой 15₁ = (10-11)-(7-10).

€₁ а^{кк}, а^{ук}. Пачка VII.

Слой 15₂ - доломит желваковидный АЛЗ-ПСК, сильно трещиноватый, щелочный, 50,0 м иногда с детритом. Слой 15₂ = (10-11)/д/-(10-11); многократно.

В доломитах отмечаются реликтовые линзы известняков, сохранившие отдельные остатки археоциат [Журавлева и др., 1969а].

Пачка VIII.

Слой 15₃ - доломит, как в слое 15₂. 51,0 м

Слой 16 - биостромный доломит АЛЗ-ПСК эпифитоновый? Окремнение и сильная трещиноватость, (10-11)I²эр.

Слои 15₃, 16 = (10-11)/д/-(10-11)I²эр.

Слой 17 - доломит АЛЗ однородный, с единичными зернами глауконита, детритом археоциат, 10(6), переслаивается с доломитом АЛЗ, с цельными кубками археоциат, 10(6)П¹а4, и доломитом АЛЗ-ПСК, с детритом археоциат, (10-11)/а/. Сильная трещиноватость, окремнение. Слой 17 = 10/a/ - (10-11)П¹а4 - (10-11)/а/; неоднократно.

Слой 18 - доломит желваковидный АЛЗ, участками ПСК, с детритом археоциат. Сильная трещиноватость, (10-11)-10/a/; 10-10/a/.

Задерновано 10-11, до 70-71 м. Вероятно, тонкое переслаивание доломита АЛЗ и АЛЗ-ПСК, образовавшихся по известняку АЛЗ алевритоглинистому, (10-11)-10?

Слой 18 + закрытый участок = (10-11)-10/a/; 10-10/a/; (10-11)-10; неоднократно.

Слой 19 - доломит желваковидный АЛЗ-ПСК, с пятнами кальцита ПСК и ПЛЗ, 72,0 м с реликтами археоциат, (10-11)(3,10)П¹а4 - (10-11)П²са2.

Слой 20 - доломит зеленовато-желто-серый желваковидный АЛЗ, с пятнами и жеодами кальцита ПСК, с археоциатами, 10(11,3,1)П¹а4; археоциаты мелкие внизу, крупнее - к верхней половине слоя. Пористость, пятна окислов железа.

Слои 19, 20 = (10-11)П¹а4 - (10-11)П²са2 - 10П¹а4.

Не обнажено 1,0 м, вероятно, 10-10?

Слой 21 - доломит желваковидный АЛЗ, с пятнами и жеодами доломита ПСК 77,7 м и кальцита ПСК, 10(11, 3). Слой 21 = 10-10.

Задерновано 3, до 80,7 м. Вероятно, тонкоплитчатый доломит АЛЗ,

10(2), развившийся по известняку АЛЗ, алевроитоглинистому, 10-10? Слой 22 - доломит желтовато-серый плитчатый до толсто плитчатого, желваковидный, со слабо выраженными волнистыми поверхностями наложения, АЛЗ - в нижней части слоя и переслаивание доломита АЛЗ и АЛЗ-ПСК - в верхней; $10П^1а_4$; $(10-11)Ш^2са_9(?)$. Археоциаты мелкие и многочисленные. По всему слою развита пористость (открытая) и стилолитовые швы. Слой 22 = $(10-11)Ш^2са_9(?)$ - $10П^1а_4$; многократно.

Задерновано 2,5, до 87,5 м. Вероятно, тонкоплитчатый доломит, образовавшийся по известняку АЛЗ алевроитоглинистому, 10(2).

ϵ_1 $\frac{lm}{a}$

Слой 23 - переслаивание доломита массивного (0,4-0,6 м) пятнистого желтовато-серого АЛЗ-ПСК (10-11) и доломита тонкоплитчатого однородно окрашенного, АЛЗ, $10(1)П^1а$. В отдельных прослоях много мелких археоциат $(10-11)Ш^2са_2(?)$, залегающих горизонтально, в остальных слоях археоциаты редки. Слой 23 = 10-10, многократно; $(10-11)Ш^2а_2$ - $10П^1а_4$, многократно.

Слой 24 - доломит толстоплитчатый желваковидный АЛЗ-ПСК, окремненный 97,5 м $(10-11)(7)$, кверху переходит в доломит тонкоплитчатый АЛЗ, 10. Единичные зерна глауконита.

Сохранения пород в разрезе Ой-Муран, обн. 8204, 8303, 818 и скв. 3 рассматриваются снизу вверх по наложению по зонам Г Ярусное расчленение..., 1984 J, принимаемым за биостратиграфические горизонты (схема 4).

Зона *Dokidocyathus regularis* вскрыта скв. 3 в интервале 74,3-109,7 м (слои 37-40 по описанию М.А. Минаевой, см. Г Журавлева и др., 1983б). Этот биостратиграфический горизонт слагается доломитами АЛЗ (табл. 14), среди которых различаются разновидности, обогащенные кубками археоциат и остатками ренальцисов, и разновидности, обогащенные алевроитоглинистым материалом. Первые представляют собой продукт замещения доломитом известняка археоциатово-цианобактериевого, а вторые - известняка АЛЗ алевроитоглинистого и ПЛЗ-АЛЗ желваковидного. Ассоциация АЛЗ доломитов соответствует вторичному парагенезису. В первичном парагенезисе преобладали известняки АЛЗ и ПЛЗ-АЛЗ желваковидные, им заметно уступали известняки ПЛЗ археоциатово-цианобактериевые. По первичному составу пород рассматриваемый биостратиграфический горизонт имеет строение, однотипное с разрезами Журинский мыс и Киси-Таас, но отличается от последних большим количеством остатков археоциат.

Зона *Dokidocyathus lenaicus* вскрыта скв. 3 в интервале 52,5-74,3 м (слои 34-36 по описанию М.А. Минаевой, см. Г Журавлева и др., 1983 J). Этот биостратиграфический горизонт, как и ниже лежащий, слагается нацело доломитами АЛЗ (см. табл. 14), которые, судя по текстурным особенностям и морфологии слоев, образовались при замещении доломитом известняка АЛЗ, реже ПЛЗ-АЛЗ волнисто-слоистого и желваковидного. Следовательно, этот биостратиграфический горизонт в разрезах Ой-Муран и Киси-Таас имел идентичный первичный петрографический состав. Отмечаются остатки цианобактерий *Renalcis*.

Зона *Leptosocyathus polyseptus* - *Retecoscinus zegebarti* вскрыта скв. 3 (в интервале 0-52,5 м, слои 1-33, по описанию М.А. Минаевой, см. Г Журавлева и др., 1983б), в обн. 8204 (слои 1-19, см. схема 4, табл. 14). Отложения этого биостратиграфического горизонта в трех названных разрезах заметно различаются, что объясняется неравномерным проявлением доломитизации как на площади (локально), так и во времени (в разрезе). Так, в скв. 3 нижняя часть отложений представлена доломитами АЛЗ, верхняя - известняками ПЛЗ, ПЛЗ-АЛЗ и АЛЗ, примерно в равном количестве (по частоте встре-

Схема 4

Наслоение пород и население в разрезах у дер. Ой-Муран (зона Атдабанского рифида)

1	Возраст	Обнажения 8303 и 818=56		Обн. 8204 = обн. 58		7
	Пачка, слой	Последовательность наслоения пород и население				
		реальная	идеализированная		реальная	
2	3	4	5	6	7	
a ^{pol}	I-П 1-3	(1-2-6)I ¹ эра1 - (1-2-6)П ¹ а4/а/-(2-6)П ¹ а4		(1-2-10)I ¹ эра1-10П ¹ а461-(1-2-10)П ⁵ и1		1-П
	4-5 ₁	(1-2-6)I ¹ эра1-2П ⁵ и1а4/бтэ/	(1-2)I ¹ эра1 - (1-2)П ¹ а4-2П ⁵ и1а4		(1-2-10)I ¹ эра1/ба/-10П ¹ а461/а/	1-3
	5 ₂ -6	(1-2)I ¹ эра1 ↔ (2-3)I ¹ эра1 - 10П ⁵ и1, два раза			(1-2-10)П ⁵ и1/д/-10П ⁵ и1	
	II-III 7	(1-2)I ² эр-2 Не обнажено 0,85 м, 10-10?	(1-2)I ² эр-2 2-2?	10-10П ⁵ и1 10-10		II-III 4-8
	8	(1-2)I ¹ эр-2/а/, не обнажено 0,6м, 2-2?			10П ⁸ 61x2x3-10-10(1-2-10)П ¹ а461эрж-10	
	9-10 11-12	2П ⁸ 61x2x3/тлфрγ/-2/γ/ 2/γ/-2П ⁸ 61а4x2x3	2П ⁸ 61x2x3-2	10П ⁸ 61x2x3-10		

	13	2-15, два раза	2-15	(10-15)-10?	Не обнажено 1,2 м, вероятно, (10-15)-10?	
	14	$(15-6)\Pi^1_{a4}-(15-6)\Pi^1_{a4}$				
	15	$(1-2)\Pi^1_{a6/\gamma/}$ - 2/рэ/- $(1-2)\Pi^1_{a6}$, два раза			$(1-2)I^1_{\text{эpa1ж/па/}}$ - $2\Pi^1_{a461и1/арп/}$ - $-10\Pi^8_{61/та/}$	8?
	16	$2-2\Pi^1_{a4}$		$(1-2)I^1_{\text{эpa1-}}$ $2\Pi^1_{a461-10\Pi^8_{61}}$		
	17-18	$(1-2)I^1_{\text{эpa1}} \leftrightarrow 2/a/-2\Pi^1_{a4}$	$(1-2)I^2_{\text{эpa2ж-}}$ $-2-2\Pi^1_{a4}$			
	19	$(1-2)I^2_{\text{эpa2/ж/}}$ - $(1-2)I^2_{\text{эp}}$ - $2\Pi^1_{a6/a/}$ Не обнажено. 2 м, 2-2?				
a^{pn}	20	$(1-2)I^1_{\text{эpa1ж-}}2\Pi^1_{a4}$	$(1-2)I^2_{\text{эpa2-}}$ $-2\Pi^1_{a4}$		$(1-2)I^1_{\text{эpa2ж-}}$ $2\Pi^1_{a461-10\Pi^8_{61/a/}}$	a^{pn}
a^{an}	IV 21	$(1-2)/тп/-2$				IV 9
	22-23	$(1-2)/п/-2\Pi^5_{и1/п/}$, два раза переслаивание Не обнажено, 1,5 м, 2-10?	$(1-2)/д/-$ $-2\Pi^5_{и1/д/}$	$(1-2)\Pi^8_{61тг8a4-}$ $-(1-2-10)$	$(1-2)\Pi^8_{61a4тг8-}$ $(1-2-10)-10$, два раза переслаивание $(10-11)-10\Pi^{10}_{ф/a/}$, два раза переслаивание	

Окончание схемы 4

1	2	3	4	5	6	7
a ^{an}	V	Слабая обнаженность, 2I ² эр-(1-2-6)П ¹ а461-10. 2-2?	2I ² эр-(1-2-6)П ¹ а461-10 2-2?	(1-2)I ² эр/сж/- (1-2)П ⁸ 61а4к- (1-2-10) (10-11)-10	(1-2)I ² эр/сж/-(1-2)П ⁸ 61а4к/чфэ/-(1-2-10) (10-11)-10	V 10
	24	(1-2)/тбалэф/-(2-6)П ⁸ 61/а/, не- однократно	(1-2)/д/-(2-6)П ⁸ 61	(10-11)I ² эра2- (2-10)	(10-11)I ² эра2-(10-2), неоднократно	11
	VI	(1-2)-2	(1-2)-2	10-10	10-10, многократно	IV 12
	27-28	(1-2)I ¹ эра1-2П ¹ а4х1эр/ф/ - (1-2)П ⁵ и1/прэ/ 2-2	(1-2)I ¹ эра1- 2П ¹ а4х1эр	(10-11)I ¹ эра1- 10-10	(10-11)I ¹ эра1- 10/а/, многократно	13-14
	29	10П ⁴ у-(1-2)/эр/, два раза	(1-2-10)П ⁵ и161- 10П ⁴ у			
	30	10П ⁵ и161-(1-2)П ⁵ и1/бпф/- 10П ⁴ у				
	31-32	(1-2)I ² эра2-2 (1-2)I ² эра2-(1-2/тбф)э/, два раза			(10-11)I ² эр-10- 10П ¹ а4	15 ₁
	33	(1-2-10)П ⁴ у-2П ⁵ и1			10-10	
	34-35					
	a ^{kk} , a ^{uk}	VII	(1-2)П ¹ а4т861к-(1-2)/э6/-15			
36-37		(1-2)П ¹ а4-15-2П ⁸ 61и1/γ/	(1-2)П ¹ а4- 2П ⁸ 61и1	(10-11)/д/- (10-11)	(10-11)/э/-(10-11), многократно	15 ₂
38		(1-2)П ³ т8а461/п/-2П ⁵ и1		(10-11)/д/-(10-11)	(10-11)/э/-(10-11) (10-11)/д/-(10-11)	VIII 15 ₃
	VIII					
	39 ₁					

	39 ₂ -40	(1-2)-2		11)Г ² эп-(10-11)П ¹ а4	11)Г ² эп 10/а/(10-11)П ¹ а4- -(10-11)/а/, неодно- кратно	16 17
	41 42	(1-2)Ш ² с-(1-2)/тп/ 2П ⁵ и1-(1-2)-2П ⁵ и1		(10-11)-10/а/	(10-11)-10/а/ 10-10/а/ Не обнажено 10-11 м, вероятно, (11-10)-10?	18
	43	2-(1-2)Ш ² с-(1-2-10)П ⁴ у	(1-2)Ш ² с-(1-2-10)П ⁴ у	(10-11)П ¹ а4- -(10-11)Г ⁴ жа2(?)	(10-11)П ¹ а4-(10-11)Ш ² са2-10П ¹ а4	19-20
	44-45	2П ⁸ 61-(1-2-6)/т6/-2	(1-2-6)П ^а бт/-2	10-10	Не обнажено 1 м, вероятно 10-10?	
	46-47 ₁	(1-2)П ¹ а4т8/γ/-2			Не обнажено 3 м, 10-10?	21
	47 ₂	(1-2)П ⁶ п/а/-2	(1-2)П ⁶ п/д/-2	(10-11)Г ⁴ ж2(?) -10П ¹ а 10-10	(10-11)Ш ² са2(?) -10П ¹ а4, многократно Не обнажено 2,5 м, вероятно, 10-10?	22
	48	(1-2)П ⁶ п/бхγ/-2				
a ^{lm}	49 50	(1-2)П ¹ а6р/эф/-2; (1-2)-2? Не обнажено 45 м?	(1-2)П ¹ а6р/д/-2			23
b ^{lat}	1X 51	10-10	(2-10)П ¹ а763т6- -(2-10)		10-10, многократно (10-11)Ш ³ са2? - -10П ¹ а4; многократно (10-11)-(10-11), многократно 10-10, многократно	24
	52	(2-10)П ¹ а763т6/фп/-(2-10), многократно				
	X 53	(1-2-10)П ¹ а763-(2-10), много- кратно				
	54	(2-10)/а/-(2-10)/а/				

Примечание. Номера пачек даны по [Ярусное расчленение..., 1984], словес - по данным авторов, обнажений - по [Журавлева и др., 19696].

Таблица 14

Биостратиграфические и петрографические горизонты в обнажениях у дер. Ой-Муран (зона рифоида)

Биостратиграфический горизонт		Петрографический горизонт, породная формула				N	
№	Название зоны	обн. 8303-818		скв. 3			обн. 8204
VII	<i>Laticephalus</i> — <i>Erbiella</i>	(2-10) — (2-10)	IV				
VI	<i>Fansycyathus lermontovae</i>	(1-2) — 2, условно	III			10:(10-11) = 2:1 (10-11) — 10-10	III
V	<i>Nochorocyathus kokoulini</i>	(1-2):2=1:1 (1-2) — 2				10:(10-11) = 2:1 (10-11) — 10-10	
IV	<i>Porocyathus pinus</i>	(1-2):2:(10-2) = 2:2:1 (1-2) — 2 → (2-10) — (1-2) — 2	II			10:(10-11):(1-2) + +(1-2-10) = 2:1:1 (1-2-10) — 10 → (10-11) — 10	II
III	<i>Leptosocyathus polyseptus</i> — <i>Retecoscinus zegebarti</i>	2:(1-2) = 1:1 (1-2) — (1-2) → 2-2	I			10:1:(1-2):2 = = 2:1:1:1; 2 — (1-2) — 1 10-10	II
II	<i>Dokidocyathus leinaicus</i> — <i>Tumuliolynthus primigenius</i>			10-10			
I	<i>Dokidocyathus regularis</i>	-	-	10-10	I	-	-

Примечание. Породы, частота встречаемости которых менее 5%, в составе горизонта не учитываются.

чаемости); отмечаются археоциатово-цианобактериевые биогермы. Нижняя, доломитовая часть биостратиграфического горизонта включается в I петрографический горизонт наряду с отложениями зон *D. regularis* и *D. lenaeus*. Верхняя, известняковая часть отложений зоны выделяется во II петрографический горизонт.

В ближайшем к скважине обн. 8204 отложения зоны a^{p01} также делятся на две части: в нижней преобладают доломиты, однако наряду с ними отмечаются переходная разновидность известняк ПЛЗ-АЛЗ - доломит АЛЗ. Верхняя часть отложений зоны также содержит доломит АЛЗ; он переслаивается с известняком ПЛЗ-АЛЗ. Менее чем в 0,5 км к западу, в обн. 8303-818, отложения зоны целиком представлены известняками ПЛЗ-АЛЗ и АЛЗ; последние преобладают в средней части этого биостратиграфического горизонта, первые - вблизи основания и кровли. Закономерно меняется и состав населения в отложениях зоны. Известняки ПЛЗ-АЛЗ слагают биогермы и биостромы с археоциатами, эпифитонам и ренальцисом (I тип населения), тогда как известняки АЛЗ фиксируют население II типа - брахиоподы, хиолиты, археоциаты, ихнофауна, причем монотипное сообщество образуют только археоциаты и ихнофауна (возможно, неполные сборы). Фациальные особенности этих отложений свидетельствуют о среде, пригодной для обитания трилобитов, однако в настоящее время установлен лишь детрит раковин трилобитов, разрушенных, очевидно, активным движением природных вод.

Население I типа сменяет систематический состав археоциат в литологически однородной толще ПЛЗ-АЛЗ известняков, и вблизи кровли зоны a^{p01} (кровля пачки III) устанавливается основание зоны a^{p11} .

Отложения зоны *Porocyathus pinus* вскрываются в обнажениях 8204 (интервал 10-45 м, слои 8-15) и 8303-818 (интервал 10-48 м, слои 19-35) и делятся на три пачки: IV, V, VI (Ярусное расчленение..., 1984). Части разреза хорошо распознаются в обоих обнажениях, однако в обн. 8204 значительно больше доломитов, которые по положению в разрезе, форме слоев, структуре, а также органическим остаткам могут рассматриваться как вторичные, диагенетические, возникавшие как в процессе замещения кальциевого осадка, так и литифицированного известняка; последние отличаются сильной трещиноватостью вплоть до образования брекчиевидных текстур. В пачке IV отмечается переслаивание известняков ПЛЗ-АЛЗ и АЛЗ (обн. 8303-818), которые к востоку (обн. 8204) частично или полностью замещены доломитом, образовав переходные разновидности известняк ПЛЗ-АЛЗ - доломит АЛЗ, (1-2-10), доломит АЛЗ (10), доломит АЛЗ-ПСК, (10-11). Отмечается население II типа (и детрит) с археоциатами, брахиоподами, спиккулами губок, скелетными проблематиками, ихнофауной.

Пачка V начинается эпифитоновым биостромом, слагающимся ПЛЗ-АЛЗ известняком, (1-2)I²эр, который повторяется во времени (обн. 8204) или сменяется населением II типа (обн. 8303-818). Все типы известняков в обн. 8204 частично или полностью замещены доломитом.

Пачка VI имеет резко контрастный состав пород в двух рассматриваемых обнажениях (см. табл. 14): преимущественно известняковый (обн. 8303-818) и полностью доломитовый (обн. 8204). В последнем по форме слоев уверенно распознаются биогермы и биостромы.

В составе отложений зоны (обн. 8303-818) различаются четыре цикла, начинающиеся слоями с археоциатозо-эпифитоновыми или эпифитоновыми биогермными и биостромными известняками, которые сменяются (вверх по наслоению пород в разрезе) известняком АЛЗ, а затем доломитом АЛЗ с *Aulophycus* или ходами илоедов (следы жизнедеятельности ихнофауны). Начало каждого цикла характеризуется интенсивным биохемогенным карбонатонакоплением,

конец - его деградацией, размывом, перекристаллизацией и доломитизацией.

Петрографический состав отложений зоны a^{pn} в обнажениях 8204 и 8303-818 отличается от состава отложений нижележащего биостратиграфического горизонта, отвечающего зоне a^{pol} , переходными разновидностями пород, поэтому отложения зон выделяются в самостоятельные петрографические горизонты.

В обн. 8204 в составе горизонта преобладают доломиты. Все они вторичные и образовались при замещении известняков ПЛЗ, ПЛЗ-ПЛЗ и АЛЗ-ПСК. Сохранность ПЛЗ известняков в обн. 8303-818 очень низка, даже в биогермных образованиях абсолютно преобладающая их часть подверглась перекристаллизации (до АЛЗ и ПСК), а затем доломитизации. В связи с этим следует подчеркнуть, что среди известняков биогермного массива чрезвычайно широко развиты процессы перекристаллизации кальцита, поэтому преобладают известняки со вторичными структурами; переходные разновидности ПЛЗ-АЛЗ, а также известняки АЛЗ, возникшие в процессе полной перекристаллизации первичного ПЛЗ известняка. В последних выявлены остатки цианобактерий *Epiphyton*, *Renalcis*, *Girvanella* (устное сообщение В.А. Лучининой).

Зона *Nochoroicyathus kokoulini* вскрыта в обн. 8204 (интервал 45-87 м, слои 15₂-22). Этот биостратиграфический горизонт нацело слогаается доломитами АЛЗ или АЛЗ-ПСК, равномерно переслаивающимися в разрезе (см. рис. 12, табл. 14, схема 4). Все доломиты вторичные, они образовались в процессе замещения перекристаллизованных ПЛЗ-АЛЗ и АЛЗ известняков, в основном желваковидных, в том числе биостромных, в составе которых отмечены остатки жизнедеятельности цианобактерий *Proaulopora*, *Subtifloria* (устное сообщение В.А. Лучининой). Вблизи основания пачки VIII встречены доломитовые биогермы, очевидно, эпифитоновые?

Резко отличный состав имеют отложения этой зоны в обн. 8303-818 (интервал 46-68 м, слои 36-48). В разрезе наблюдается переслаивание желваковидных ПЛЗ-АЛЗ и волнисто-слоистых АЛЗ известняков, с редкими прослоями алевролита в средней части. Основными карбонатонакопителями служили цианобактерии неясной систематической принадлежности, оставившие продукты жизнедеятельности в виде микрокомков.

Зона *Fansycyathus lermontovae* вскрыта в обн. 8204 (интервал 87-97,5 м, слои 23, 24) с большими перерывами в обнаженности, что не позволяет нам дать полную петрографическую характеристику этой части разреза. Однако следует отметить, что в составе этого петрографического горизонта отмечаются те же породы и те же наборы породных ассоциаций, что и в составе нижележащего. Все доломиты имеют вторичное происхождение, они образовались по ПЛЗ-АЛЗ, АЛЗ и АЛЗ-ПСК известнякам, в составе которых выявлены остатки цианобактерий *Epiphyton*, *Renalcis*, *Pródulopora*, *Girvanella* (устное сообщение В.А. Лучининой).

Также неполно вскрыты отложения этой зоны в обн. 8303-818 (интервал 68-69,4 м, слои 49-50). Петрографический состав отложений идентичен составу отложений нижележащих зон a^{kk} , a^{uk} .

Таким образом, петрографические составы отложений зон a^{kk} , a^{uk} и a^{lm} в пределах одного разреза идентичны, поэтому объединяются в один петрографический горизонт (III).

Низы ботомского яруса, зона *Laticephalus - Erbiella*, установлены в отложениях, вскрытых обн. 8303-818 (интервал 114,4-128 м, слои 51-54). В составе отложений преобладает переходная разновидность известняк АЛЗ - доломит АЛЗ, представляющая собой продукт замещения известняков. Образование известняков связано с жизнедеятельностью цианобактерий *Renalcis*,

Epiphyton, Proaulopora, Girvanella, а также неясной систематической принадлежности, оставивших микрокомки. Все эти образования подверглись перекристаллизации и доломитизации, а первичные цианобактериевые известняки деградации, перемыву и перекристаллизации, приводившим к образованию АЛЗ известняка, также частично затем доломитизированного. Два типа образований (известняки цианобактериевые и продукты их деградации) многократно переслаиваются в разрезе; с первыми ассоциируют остатки раковинчатых организмов, со вторыми — лишь мелкий неопределимый детрит.

Рассмотрим особенности петрографических горизонтов в разрезе Ой-Муран (см. табл. 14). Состав горизонтов будет охарактеризован с учетом существующих (как было отмечено выше, вторичного образования), а также первичных типов и переходных разновидностей пород. Два нижних (по наслоению) и нижняя половина третьего биостратиграфических горизонтов, вскрытые скв. 3, слагаются однотипными породами, АЛЗ доломитами и вполне могут быть объединены в один петрографический горизонт (см. табл. 14). Второй петрографический горизонт (по скважине) выделяется в объеме верхней половины третьего биостратиграфического, он характеризует чередование известняков ПЛЗ, АЛЗ и ПЛЗ-АЛЗ.

В обн. 8303-818 отмечаются четыре петрографических горизонта, из них третий соответствует двум биостратиграфическим, остальные совпадают с объемами биостратиграфических горизонтов. В обн. 8204 установлены три петрографических горизонта, причем снизу вверх по разрезу возрастает доля доломитов (см. табл. 14).

Таким образом, вторичная доломитизация усложнила петрографический состав отложений и проявилась локально как на площади, так и во времени, поэтому состав разновозрастных отложений меняется в зоне на расстоянии, не превышающем 0,5 км.

Совсем иначе будут выглядеть петрографические горизонты, если снять с состава пород вторичную доломитизацию. Первый петрографический горизонт, слагающийся ПЛЗ, ПЛЗ-АЛЗ и АЛЗ известняками, будет соответствовать первому биостратиграфическому горизонту; второй петрографический второму биостратиграфическому t^{ln} , отличаясь от выше- и нижележащих петрографических горизонтов полным отсутствием ПЛЗ известняков. Третий петрографический горизонт объединяет третий и четвертый биостратиграфические и характеризуется одним перечнем типов пород, включая переходную разновидность (известняки ПЛЗ, АЛЗ и ПЛЗ-АЛЗ). Четвертый петрографический горизонт соответствует пятому и шестому биостратиграфическим (см. табл. 15) и совпадает по объему с третьим петрографическим, выделенным по вторичному составу пород. В первичном составе присутствуют известняки АЛЗ и ПЛЗ-АЛЗ.

По смене петрографических горизонтов, выделенных по первичному составу, весь разрез Ой-Мурана делится на две части, которые можно возвести в ранг петрографических надгоризонтов: первый охватывает первый и второй петрографические горизонты томмотского яруса, а второй — третий и четвертый, Надгоризонт характеризуется ассоциацией ПЛЗ, АЛЗ и ПЛЗ-АЛЗ известняков в нижней части (петрографические горизонты I и III) и известняков АЛЗ и ПЛЗ-АЛЗ в верхней (петрографические горизонты II и IV). В разрезе Ой-Муран надгоризонт повторяется двукратно, отражая два этапа развития Ой-Муранской фациальной зоны: томмотского развития цианобактериевого карбонатакопления (t^{sn} , t^{rg}), затем его деградации, (t^{ln}); атлабанского цианобактериевого карбонатакопления (a^{pol} , a^{pn}) и последующей их деградации (a^{lm}). Зона a^{kk} занимает промежуточное положение и характеризуется равновесием процессов накопления цианобактериевых карбонатов и их деградацией.

Разрез Ой-Муран приурочен к наиболее активной части Атдабанского рифоида (зона IY). Вследствие специфического строения внешней части рифоида и резкой перестройки ее во времени, исследуемый участок то совпадал с фронтом рифоида (в томмотский век), то был отгорожен извне от зоны, прилежавшей к открытому морю, широкой водорослевой плитой, игравшей в таких случаях роль фронта рифоида. Поэтому разрез Ой-Муран [Ярусное расчленение..., 1984, разрез 6; Журавлева и др., 1969б, обн. 56-58] имеет на площади различное петрографическое и фашиальное строение (см. выше).

В этом разрезе, как и во всех рассмотренных западнее, встречаются в разное геологическое время и на разных участках все три типа населения. Однако население I типа (каркасостроители) почти вытеснило III тип населения - с трубчатыми известковыми цианобактериями. Их здесь менее всего по сравнению со всеми остальными разрезами и отмечены они только в верхней части в зоне a^{kk} .

В фашиальной зоне IY (Ой-Муран) происходило изменение обстановок по латерали на протяжении нескольких десятков метров. В связи с этим обобщенная характеристика населения невозможна без разделения на две подзоны - западную, примыкавшую к кокоулинскому биогермному массиву со стороны седиментационного барьера (зона III, внутренняя часть; обн. 56 [Журавлева и др., 1969б], обн. 8303-818), и восточную - собственно Кокоулинский биогермный массив (подзона IY, обн. 58 [Журавлева и др., 1969б], обн. 8204).

I тип населения (обн. 56, 8303-818) представлен двумя сообществами организмов - каркасостроителей иловых холмов (археоциаты, *Renalcis*, *Eriphyton*) и археоциатово-цианобактериальных лугов. Иловые археоциатово-цианобактериальные холмы - $I^1 a_{1p}$ встречаются только на уровне a^{pol} в виде биогермов - монолофидов. Археоциатово-цианобактериальные луга - $I^2 a_{2p} + ж$ были более многочисленны; они известны как оймуранский (a^{pol}), бачыкский и чопчунский (a^{pn}) биостром.

В скв. 3 встречено сообщество иловых холмов $I^1 a_{1p}$ в томмотском веке (t^{rg-ln}) и $I^1 a_{1p}$ в начале атдабанского (a^{pol}). Последнее сообщество известно и в естественном обнажении (обн. 56, 8303-818, 58, 8204) почти без перерыва до начала ботомского века (b^{lat-sq}). Однако археоциаты и цианобактерии определены в биогермах только в том случае, если процесс вторичной доломитизации известняков не полностью уничтожил скелет кубков археоциат.

Сообщество $I^2 a_{2p}$ не характерно для подзоны IY, оно отмечено только в основании разреза (оймуранский биостром).

II тип населения наиболее разнообразен, и это неудивительно, поскольку при максимальной пестроте фашии, характерной для внутренней части зоны III и подзоны IY (центральная часть рифоида), мягкое илистое дно могло возникать на самых неожиданных участках и иметь самую разную характеристику. В обн. 8303-818 различаются семь сообществ первого порядка и около тридцати - второго. Сообщество археоциат в сочетании с другими организмами до стадии каркасостроения наблюдалось неоднократно. Встречены два сообщества второго порядка, первое из которых состояло только из археоциат - $II^1 a_4$ или археоциат с редкими *Renalcis* - $II^1 a_{4p}$ (a^{pol-kk}).

В ряде случаев археоциаты и *Renalcis* становились столь многочисленными, что были близки к переходу в сообщество $I^1 a_{1p}$ (население I типа), однако непосредственный переход наблюдать не удалось.

Наиболее многочисленным было сообщество второго порядка из археоциат *Renalcis* и, в зависимости от места и времени, *Epiphyton* (но не в качестве каркасостроителя), а также различных раковинчатых организмов - $\Pi^1 a^4 + n$: брахиопод, хиолитов, губок, ханцеллорий ($a^{pol} - kk$). Чаше других отмечались брахиоподы и всегда цианобактерии. Дисконидные археоциаты исчезли.

Таким образом, сообщество археоциат, характерное для мягкого илистого дна (обн. 56, 8308-818), было достаточно разнообразным и долговечным. Оно просуществовало во внутренней части зоны III начиная с конца времени a^{pol} и почти весь атдабанский век.

Естественно, систематический состав археоциат в течение рассматриваемого отрезка геологического времени заметно менялся [Ярусное расчленение..., 1984], менялась и экологическая характеристика сообществ, позволявшая выделить пять экотипов археоциат. Только в составе населения второго типа отмечается три экотипа археоциат. Наиболее распространен экотип a^4 , являющийся показателем нормально-морской обстановки осадконакопления. Он участвовал в шести сообществах второго порядка с брахиоподами, хиолитами, трилобитами. Наряду с ним локально отмечается экотип a^6 (с четырьмя сообществами второго порядка: a^6 ; a^6/γ ; a^6/a ; $a^6\epsilon$, приуроченный к участкам повышенного привноса терригенного материала (см. a^{pol} , a^{lm}), а также a^7 , характерный для зоны сильных волнений, очевидно, прибойной (b^{lat}) с двумя сообществами второго порядка: $a^7\delta$, $a^7\epsilon$.

В подзоне IV (обн. 58, 8204) сообщество археоциат в неорганогенной фации было представлено начиная с t^{rg} и до a^{kk} включительно. Наблюдались также два сообщества второго порядка - $\Pi^1 a^4$ (изредка с брахиоподами) и $\Pi^1 a^4\epsilon$. Последнее было близким к переходу в сообщество, характерное для населения I типа.

Сообщество трилобитов (обн. 56) имело в своем составе три сообщества второго порядка - $\Pi^3 t$, $\Pi^3 t\beta k\gamma$ (a^{pol}) и $\Pi^3 t$ (вместе с абкрэж), характерное для начала ботомского времени.

Сообщество хиолитов $\Pi^2 x^3 x^2$ (конец a^{pol}) не было монотипным; они встречены вместе с брахиоподами и хиолиты не были доминантными. Хиолиты представлены крупными формами с тяжелыми раковинами, что свидетельствует о большой подвижности воды.

Сообщество фосфатных проблематик *Mobergella* (скв. 3, $t^{ln} - a^{pol}$) и трубчатых карбонатных и фосфатных проблематик $\Pi^{10} k\phi$ было характерно для начала атдабанского века, а сообщество $\Pi^{10} k\phi$ существовало и в течение ботомского, являясь частью сообщества $I^2 a^2\epsilon$.

В обнажениях 56, 8303-818 известно монотипное сообщество с *Aulophycus* $\Pi^4 y$ (a^{pn}); местами эти проблематические организмы расселились в таком огромном количестве, что их остатки в виде полых трубок, заполненных литифицированным осадком, переполняли породу. $\Pi^4 y$ - сообщество явно автохтонное, причем во внутренней части зоны эти организмы захоронялись в прижизненном положении. Нередко сообщество с *Aulophycus* вытесняло сообщество $I^2 a^2\epsilon$.

В обнажениях 58, 8204 сообщество с *Aulophycus* полностью отсутствовало.

Сообщество с икнофауной (обн. 56, 8303-818, 58, 8204), ползавшей по

поверхности осадка, II⁵ и I в подзоне III и IV, (Ой-Муран) встречалось на уровнях a^{pol}-a^{pn}, изредка a^{kk}.

Очень редкое сообщество II⁶п, представленное спикулами губок, встречено лишь в обн. 56, 8303-818 на уровне a^{kk}. Спикулы губок наблюдались в исследуемой зоне значительно реже, чем в рассмотренных ранее зонах VIII-У Атдабанского рифида.

Сообщество беззамковых брахиопод было исключительно представительным; оно образовано пятью сообществами второго порядка (монотипное, со спикулами губок, археоциатами, хиолитами, ихнофауной), известно начиная с a^{pol} и вплоть до конца атдабанского века. В составе сообщества известны два экотипа брахиопод - преобладающий б1, и только в сообществе археоциат экотипа а7 отмечается экотип б3. Кроме того, беззамковые брахиоподы входили почти во все сообщества населения II типа. После населения I типа именно сообщество беззамковых брахиопод наиболее характерно для рассматриваемой подзоны (особенно обн. 56, 8303-818). Эврибионтность беззамковых брахиопод отмечалась ранее. В то же время сонахождение беззамковых брахиопод с представителями населения I типа (т.е. в сообществах каркасостроителей) оказалось невозможным, по крайней мере, для подзоны IV.

III тип населения, как уже говорилось, был наиболее однообразным и наименее распространенным во времени: приурочен в основном только ко второй половине атдабанского века, a^{kk}-a^{lm}. Сообщество с трубчатыми известковыми цианобактериями представлено III²с (очень редкое, a^{kk}), иногда с археоциатами и *Girvanella*.

Характерным для зоны III (обн. 56, 8303-818) было захоронение в виде ракушняка (конец атдабанского и начало ботомского века). Раковинчатые и другие остатки организмов буквально переполняют породу. Представители всех групп организмов здесь крупные, с явной вспышкой видообразования (трилобиты, археоциаты и др.). Топографически эти сообщества (несмотря на явный субавтотонный характер захоронения) располагались в непосредственной близости от крупных иловых холмов (обн. 58), в полосе наиболее сильно выраженного течения (штормовая зона). Вряд ли был снос скелетных остатков организмов, но перемыв и переотложение на месте не исключены. Оптимальные условия для развития всех групп организмов этого сообщества второго порядка (III³т) могли возникать только за счет непомерно большого привноса пищевого материала, что невозможно без постоянного сильного течения.

В итоге можно отметить следующие черты, наиболее характерные для набора сообществ населения зоны IV-III:

1. Полное отсутствие сообщества цианобактерий, образывавших онколиты, оолиты, катаграфы.

2. Слабая степень развития сообществ с трубчатыми известковыми цианобактериями.

3. Исключительно большое разнообразие сообществ населения II типа (особенно археоциат и брахиопод), однако с угнетенной трилобитовой и неярко выраженной хиолитовой ассоциациями, к тому же смешанного состава.

4. Несовпадение верхней границы зоны по археоциатам - a^{pol} и по трилобитам - a^{an}. Как и в рассмотренных выше разрезах западной части Атдабанского рифида, археоциаты заселяли биотоп совместно с цианобактериями (верхи пачки III, обн. 8303-818, 56, 8204, 48), а трилобиты появились позднее, когда цианобактериальные образования подверглись деградации и размыву (пачка IV, обн. 8303-818, 56, 8204, 58).

Левый берег р. Лены, в 3,8 км ниже устья р. Гостиной.

Ранее разрез описывали В.В. Хоментовский, Л.Н. Репина [1965, рис. 10, обн. 115], А.Ю. Розанов и др. [Томмотский ярус..., 1969, обн. 2011], И.Т. Журалева и др. [1969б, обн. 60], В.А. Сысоев [1972, обн. ХШ], В.И. Коршунов [1972, обн. 5], В.А. Асташкин и др. [1981, с. 8]. В приведенной ниже характеристике обнажения учитываются результаты предыдущих исследований и первого комплексного литолого-палеоэкологического исследования отложений. Стратиграфическое расчленение (включая пачки) дано по [Ярусное расчленение..., 1984].

Послойное описание разреза дается снизу вверх по наслоению с указанием отметки кровли слоя от основания разреза (рис. 13), расположенного в 3,2 м выше уреза воды р. Лены, не обнажено. Пестроцветная свита

$\epsilon_1 a^{pol}$, a^{an} . Пачка I. Не обнажено 3,2 м. Полукоренной (?) выход био-гермного археоциатово-эпифитонового известняка ПЛЗ-АЛЗ, (1-2)I¹alp_р.

Пачка II. Правый борт каньона.

Слой 1 - 0,3 м - известняк коричневато-серый массивный, ПЛЗ-АЛЗ, с микро-1,45 м комками, с раковинами трилобитов, ходами илоедов, стилолиты с гидроокислами железа, (1-2)II³тЗт7и1/γ/; 0,8 м - известняк вишнево-коричневый АЛЗ алевритоглинистый, с детритом брахиопод, 2(15, 6)/6/; 1,0 м - известняк светло-серый ПЛЗ массивный, 1; 1,15 м - известняк вишнево-коричневый АЛЗ алевритоглинистый, 2(15); 1,45 м - известняк желто-серый ПЛЗ, 1. Слой 1 = (1-2)II³тЗт7и1/γ/ - 2/6/; 1-2.

Слой 2 - 1,95 м - известняк вишнево-коричневый АЛЗ алевритоглинистый, 3,1 м 2(15); 2,15 м - известняк серый АЛЗ с желваками ПЛЗ известняка до 25%, с раковинами трилобитов и брахиопод; стилолитовые швы, 2II⁸б1тЗт7/γ/; 2;35 м - известняк серовато-вишневый ПЛЗ, с микрокомками, раковинами брахиопод, трилобитов, 1II⁸б1т7/γ/. Стилолитовые швы; 2,6 м - известняк вишневый АЛЗ глинистоалевритистый, с детритом брахиопод, 2(15)II⁵и1/6γ/; 3,1 м - известняк серовато-вишневый АЛЗ желваковидный, 2(15).

Слой 1,2 = 1-2; (1-2)II⁸б1тЗт7/γ/ - 2II⁵и1/6γ/.

Слой 3 - 3,13 м - алевролит кварцевый - известняк АЛЗ, (15-2); 4,5 м - 4,5 м известняк зеленовато-желтый АЛЗ-ПЛЗ желваковидный, с микрокомками ПЛЗ кальцита алевритоглинистый, (1-2)(15).

Слой 2,3 = 2-(2-15)-(1-2)/γ/.

Слой 4 - 4,9 м - известняк серый ПЛЗ желваковидный биостромный, 1;

5,0 м 5,0 м - известняк АЛЗ алевритоглинистый, 2(15). Слой 4 = 1-2.

Слой 5 - 5,45 м - известняк желтовато-вишневый плитчатый, АЛЗ желвако-6,35 м видный, с раковинами трилобитов, хиолитов, 2(15,1)II³тЗт7х2х3/γ/;

5,7 м - известняк серый ПЛЗ микрокомковатый, 1/γ/; 5,95 м - известняк АЛЗ, 2; 6,2 м - известняк АЛЗ-ПЛЗ желваковидный (1-2); 6,35 м - известняк серый ПЛЗ, 1. Слой 5 = 2II³тЗт7х2х3/γ/-1/γ/; 2-(1-2).

Слой 6 - известняк серовато-вишневый ПЛЗ, 1. Кверху переходит в известняк 6,9 м желто-серый ПЛЗ-АЛЗ тонкоплитчатый, к кровле алевритоглинистый, (1-2)(15). Слой 6 = 1-(1-2).

Слой 7 - известняк серый ПЛЗ микрокомковатый, с остатками проаулопоры;

7,15 м микрослойчатый, биостромный, III²с, кверху известняк серовато-вишневый АЛЗ, с микрокомками, алевритоглинистый, 2(15). Слой 7 = 1III²с/γ/ - 2/γ/.

Слой 8 - 7,5 м - алевролит вишнево-коричневый, известковистый, 15(2);

8,8 м 8,0 м - известняк вишнево-коричневый АЛЗ алевритоглинистый,

Ярус	Зона		Свита	Слой	Пачка	Мощность, м	Породно-слоевая характеристика	Порода			Текстура
	по археологам	по трилобитам						20	40	60 80	
1	2	3	4	5	6	7	8	9			10
Атдабанский <i>Fansyuyathus termontovae</i> <i>kokoutini</i>	Ботомский		Переходная	15	IV	134					
				14	III	127					
				13	II	108					
				12	I	100					
				11		90					
				10		80					
						73					
						70					

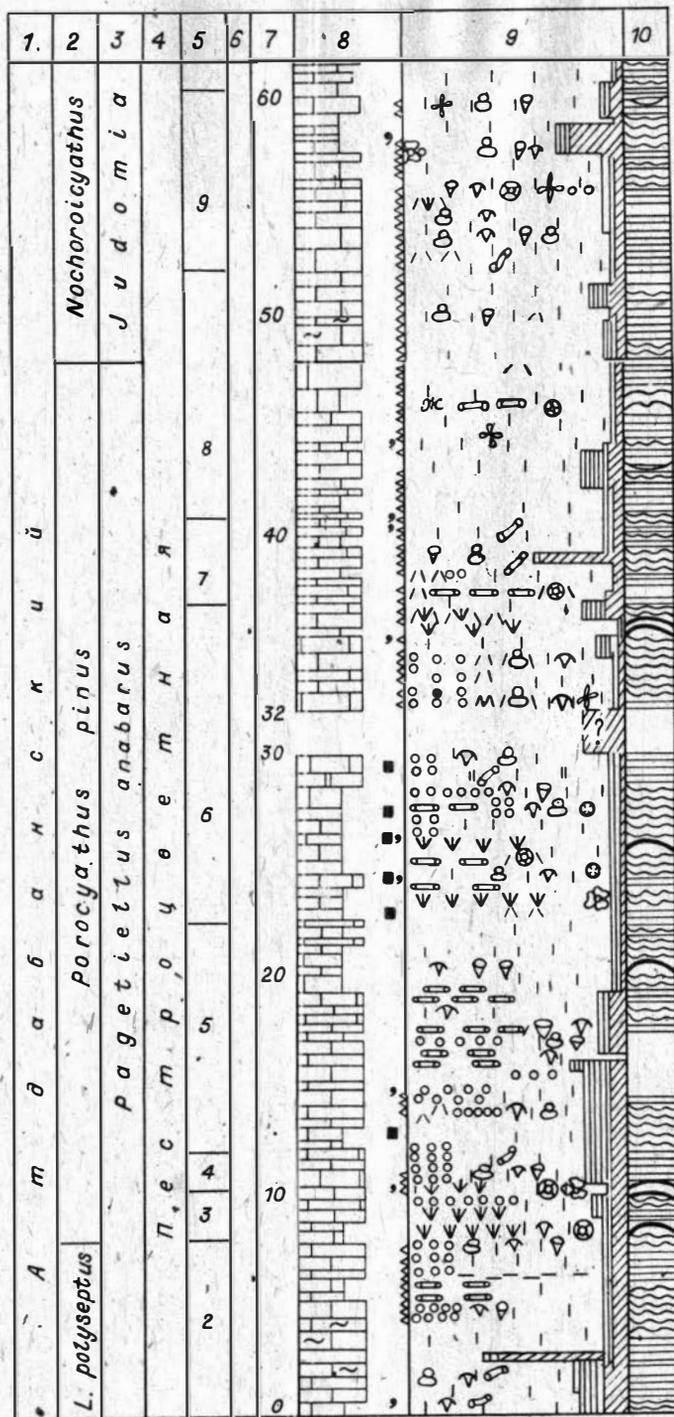


Рис. 13. Состав и строение нижнекембрийских отложений у руч. Бачык, обн. 8203. Биостратиграфическое расчленение по [Ярусное расчленение..., 1984].

Усл. обозн. см. на рис. 9.

желваковидный, 2(15); 8,45 м - известняк желтовато-вишневый и серый ПЛЗ-АЛЗ желваковидный, (1-2)(3); 8,8 м - известняк вишнево-коричневый, АЛЗ алевритоглинистый, с желваками ПЛЗ известняка, с раковинами и детритом брахиопод, трилобитов и хиолитов, 2(15, 6, 1)II⁸б1т7х2х3/γ/. Слой 8 = 15-2; (1-2)/γ/-2II⁸б1т7х2х3/γ/.

Пачка III.

Слой 9 - 9,05 м - известняк серовато-розовый биостромный ПЛЗ, эпифитоновый, с псефитовыми и псаммитовыми комками ПЛЗ кальцита, с послойным алевритоглинистым материалом, с археоциатами в верхней части слоя, детритом ПСЗ брахиопод, губок, трилобитов. По стилолитовым субслойным швам - скопления гидроокислов железа, 1(6, 14)I²эра2/бпт/; 9,3 м - известняк коричневый АЛЗ алевритоглинистый с детритом брахиопод, хиолитов, археоциат, губок, скелетных проблематик, 2(15)/бпхфа /; 9,5 м - известняк серый ПЛЗ биостромный - волнисто-слоистый желваковидный с обрывками кустиков эпифитона, детритом, затеками алевритоглинистого материала, 1(6, 2)I²эра2; 9,8 м - известняк серый ПЛЗ эпифитоновый, биостромный с редким детритом, 1(2, 6)I²эра2. По простирацию - обрывки эпифитона, раковины трилобитов, ходы илоедов, спиккулы губок, (1-2)II⁵и1/птэ/.

Слой 10 - известняк желто-серый и вишневый АЛЗ алевритоглинистый, с ПСЗ 10,4 м редким детритом трилобитов, губок, брахиопод, 2(1, 6, 15)II⁵и1/тбп/ Слой 9, 10 = 1I²эра2/бтп/-2/бпхфа/-2II⁵и1/тбп/, три раза.

Слой 11 - известняк серый ПЛЗ-АЛЗ эпифитоновый, (1-2)(15)I²эра2, кварцу серый массивный ПЛЗ микрокомковатый, доломитистый с затеками алевритоглинистого материала, (1-2)(15)/γ/. Стилолитовые швы.

Слой 12 - 11,15 м - известняк вишнево-серый АЛЗ, с желваками ПЛЗ известняка, с зернами глауконита, (1-2)(14)/γ/; 11,4 м - известняк серый биостромный ПЛЗ, с примесью алевритоглинистого материала, 1(2, 15)I²эра2.

Слой 11, 12 = (1-2)I²эра2-(1-2)/γ/, два раза.

Пачка IV.

Слой 13 - известняк серовато-вишневый АЛЗ, с детритом, 2(15)/д/. Слой 13 = 12,25 м = 2/д/-2.

Слой 14 - 12,4 м - известняк серый волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ доломитистый, с микрокомками и редкими трубчатыми проаулопорами, раковинами брахиопод и хиолитов и с мелко ПСЗ детритом, (1-2)(10)II⁸б1х2х3/тсγ/; 12,65 м - известняк желто-серый ПЛЗ-АЛЗ алевритоглинистый, с детритом, (1-2)(15,6); 13,4 м - известняк серый АЛЗ доломитистый, с ходами илоедов, 2(10)II⁵и1. Слой 14 = (1-2)II⁸б1х2х3/тсγ/ -(1-2)/д/-2II⁵и1.

Пачка V.

Слой 15 - 13,85 м - известняк серый ПЛЗ-АЛЗ микрокомковатый, доломитистый вдоль стилолитовых швов, с раковинами брахиопод, трилобитов, с мелко ПСЗ детритом брахиопод, (1-2)(10)II³т3т761/γб/; 13,9 м - известняк вишневый, АЛЗ алевритоглинистый, с детритом, 2(15,6)/д/; 14,35 м - известняк серый массивный ПЛЗ, 1/γ/. Слой 15 = (1-2)II³т3т761/γ/-2/д/.

Слой 16 - переслаивание известняка вишневого АЛЗ доломитистого, 2(10), 16,05 м мощностью 0,45 и 0,55 м и известняка серого ПЛЗ желваковидного (внизу 0,1 м) и массивного (вверху 0,6 м) с примесью алевритоглинистого материала, с детритом брахиопод, с проаулопорами (до 40%) и микрокомками (до 20%), 1(15)III²с -/γ/; известняк АЛЗ с доломитом (5-10%) вдоль стилолитовых швов, с раковинами брахиопод, трилобитов, хиолитов, 2II⁸б1т3т7х4. Слой 16 = 1/γ/-2; два раза; 1III²с -/γ/-2II⁸б1т3т7х2х3.

Слой 17 - переслаивание алевролита вишнево-коричневого, кварцевого, известковистого (0,6, 0,1, 0,1 и 0,2 м), с раковинами хиолитов, $15(2)II^2 \times 2 \times 3$ и известняка серого ПЛЗ-АЛЗ алевроглинистого (0,1, 0,25, 0,15 м), проаулопорового с раковинным детритом, $(1-2)(15)III^2 \text{с/д/}$
Слой 17 = $15II^2 \times 2 \times 3 - 1(1-2)III^2 \text{с/д/}$; $15 - (1-2)III^2 \text{с/д/}$, три раза.

Слой 18 - известняк зеленовато-желтый ПЛЗ-АЛЗ желваковидный, с проаулопорами, детритом, зёрнами глауконита, пиритом, гидроксидами железа, $(1-2)(1, 6, 15) \text{с/д/}$, в середине интервала с прослоем известняка серого ПЛЗ волнисто-слоистого, 1. Слой 18 = $(1-2) \text{с/д/} - 1$.

Слой 19 - известняк ПЛЗ-АЛЗ желваковидный, $(1-2)$, сверху переходит в алевролит вишнево-коричневый кварцевый, известковистый, $15(2)$, затем в известняк тонкоплитчатый АЛЗ с раковинами трилобитов и хиолитов, $2II^3 \text{т}7 \times 2 \times 3$. Слой 19 = $(1-2) - 15 - 2II^3 \text{т}7 \times 2 \times 3$.

Слой 20 - известняк серый, ПЛЗ волнисто-слоистый и массивный, 1, переслаивается с тонкими прослоями (0,1 м) известняка АЛЗ плитчатого, 2. В верхней части известняк ПЛЗ калиптровый (0,8 м), 1. Слой 20 = $1 - 2 - 1$.

Слой 21 - 21,1 м - известняк серый массивный ПЛЗ, 1; 21,7 м - известняк серовато-розовый, эпифитоновый ПЛЗ, $1(2)$, $I^2 \text{эр}$; 22,9 м - известняк серовато-розовый волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ алевроглинистый $(1-2)$; 24,25 м - известняк АЛЗ, с раковинами хиолитов, $2II^2 \times 2 \times 3 / \gamma /$.

Слой 22 - известняк желтовато-серый АЛЗ, с желваками ПЛЗ известняка, с микрокомками, $(1-2) / \gamma /$.
Слой 21, 22 = $1I^2 \text{эр} - (1-2) - 2II^2 \times 2 \times 3 / \gamma /$; $2 - (1-2) / \gamma /$.

Пачка УГ.

Слой 23 - известняк серый ПЛЗ-АЛЗ и ПЛЗ из слоев калиптр. В известняке остатки эпифитона, ренальциса, проаулопор, микрокомков и комков гирванеллы?, раковин брахиопод, трилобитов, зерна глауконита, пирита. Прослой известняка АЛЗ. Слой 23 = $(1-2)III^2 \text{сб}1 \text{т}3 \text{т}7 / \text{ч/} - 1I^2 \text{эр} / \text{п/}$; $(1-2)III^2 \text{с/чтб/} - (1-2)II^3 \text{т}3 \text{т}7 \text{б}1 \times 2 \times 3 / \gamma \text{бт/} - (2-10)II^5$ и $1 / \gamma \text{бт/}$; $2 - 2II^5$ и 1.
Переход на левый борт каньона.

Слой 24 - 30,55 м - известняк вишнево-коричневый, АЛЗ алевроглинистый, 33,05 м - 2/бтпэ/; 30,75 м - серый ПЛЗ-АЛЗ с микрокомками алевроглинистый, $(1-2)II^8 \text{б}1 \text{т}3 \text{т}7 / \gamma \text{д/}$; 30,95 м - вишневый АЛЗ доломитистый, 2(10); 31,15 м - серый ПЛЗ-АЛЗ алевроглинистый, $(1-2)$; 31,35 м - вишневый АЛЗ, 2; 31,65 м - серый ПЛЗ-АЛЗ алевроглинистый, с детритом доломитистый, $(1-2)(15, 10)II^3 \text{т}3 \text{т}7 \text{б}1 \times 2 \times 3 / \text{д} \gamma /$; 32,1 м - АЛЗ плитчатый, 2; 32,3 м - ПЛЗ-АЛЗ волнисто-слоистый, $(1-2)$; 32,5 м - АЛЗ, 2; 33,05 м - ПЛЗ-АЛЗ волнисто-слоистый, $(1-2)$. По всему слою трилобитовые швы. Слой 24 = $2 / \text{бтпэ/} - (1-2)II^8 \text{б}1 \text{т}3 \text{т}7 / \gamma \text{д/}$; $2 - (1-2)$; $2 - (1-2)II^8 \text{б}1 \text{т}3 \text{т}7 \times 2 \times 3 / \text{д} \gamma /$; $(1-2) - 2$, два раза.

Слой 25 - известняк вишневый, АЛЗ, 2; серовато-вишневый, волнисто-слоистый плитчатый ПЛЗ-АЛЗ желваковидный алевроглинистый, с мелким детритом археоциат, брахиопод, $(1-2) / \text{аб/}$ (15, 10). Стилолитовые швы субгоризонтальные и субвертикальные, вдоль швов - скопления талька и доломита. Слой 25 = $2 - (1-2) / \text{аб/}$.

Слой 26 - известняк белый ПЛЗ-АЛЗ эпифитоновый, $(1-2)I^2 \text{э}$.
34,0 м

Слой 27 - известняк серовато-розовый ПЛЗ эпифитоновый (?) слабо алевроглинистый, $(1-2)(15)I^2 \text{э}$.
34,5 м

Слой 28 - известняк красно-коричневый плитчатый, с мелким детритом АЛЗ, 35,0 м $2(15) / \text{д/}$.

Слой 26-28 = $(1-2)I^2 \text{э} - (1-2)I^2 \text{э} - 2 / \text{д/}$.

Пачка VII.

Слой 29 - известняк белый ПЛЗ-АЛЗ, с раковинами брахиопод, трилобитов и
35,25 м детритом археоциат, с микрокомками и с проаулопорой, зернами
глауконита, (1-2)П⁸61т7/асу/.

Слой 30 - известняк вишневый тонкоплитчатый АЛЗ алевроглинистый, с
35,55 м мелкосаммитовыми раковинами хиолитов и брахиопод и детритом
трилобитов, с микрокомками ПЛЗ известняка, единичными проауло-
порами, (1-2)(15, 6)П⁸61х2х3/тсу/.

Слой 29,30 = (1-2)П⁸61т7/асу/-2П⁸61х2х3/схт/.

Слой 31 - известняк белый, желваковидный ПЛЗ-АЛЗ, (2-1).
35,7 м

Слой 32 - известняк вишневый, АЛЗ, 2(15).

36,0 м

Слой 31, 32 = (1-2)-2.

Слой 33 - известняк белый ПЛЗ-АЛЗ, (1-2).

36,35 м

Слой 34 - известняк вишнево-коричневый плитчатый АЛЗ, алевроглинистый,
36,7 м с микрокомками, ходами илоедов, 2(1, 15)П⁵и1.

Слой 33, 34 = (1-2)-2П⁵и1.

Слой 35 - известняк светло-серый, ПЛЗ-АЛЗ, волнисто-слоистый, с раковина-
36,9 м ми брахиопод и хиолитов, (1-2)П²х261.

Слой 36 - известняк вишнево-коричневый тонкоплитчатый до листоватого АЛЗ
37,2 м алевроглинистый, с ходами илоедов, 2(15)П⁵и1.

Слой 35, 36 = (1-2)П²х261-2П⁵и1.

Слой 37 - известняк вишнево-серый массивный, с прослоями тонкоплитчатого,
37,75 м АЛЗ алевроглинистый, с раковинами хиолитов и брахиопод,
2(15)П²х261.

Слой 38 - известняк вишневый тонкоплитчатый до листоватого АЛЗ, с хода-
38,15 м ми илоедов, 2П⁵и1.

Слой 37, 38 = 2П²х261 - 2П⁵и1.

Слой 39 - известняк белый волнисто-слоистый желваковидный ПЛЗ-АЛЗ с ра-
38,6 м ковинами и детритом хиолитов, брахиопод и зернами глауконита,
(2-1)П²х261.

Слой 40 - известняк вишневый тонкоплитчатый АЛЗ, с желваками ПЛЗ извест-
38,75 м няка алевроглинистого с детритом, спикулами губок, зернами гла-
уконита, 2(15)/п/.

Слой 39, 40 = (1-2)П²х261-2/п/.

Слой 41 - известняк белый желваковидный волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ, с ра-
39,1 м ковинами и детритом хиолитов, брахиопод, (1-2)П²х261.

Слой 42 - известняк вишневый АЛЗ тонкоплитчатый до листоватого, алеври-
39,5 м тоглинистый, с ходами илоедов, 2(15)П⁵и1.

Слой 41, 42 = (1-2)П²х261 - 2П⁵и1.

Слой 43 - известняк белый массивный волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ, с микро-
39,85 м комками, с пятнами и слоями АЛЗ-ПЛЗ кальцита, (1-2)/у/.

Слой 44 - известняк вишневый тонкоплитчатый до листоватого АЛЗ алевро-
40,2 м глинистый, 2(15).

Слой 43, 44 = (1-2)/у/-2.

Слой 45 - известняк белый тонковолнисто-слоистый желваковидный ПЛЗ-
40,4 м АЛЗ, (1-2).

Пачка VIII.

Слой 46 - известняк вишневый тонкоплитчатый волнисто-слоистый АЛЗ алев-
41,6 м ритоглинистый, с детритом губок, 2(15, 6)/п/.

Слой 45, 46 = (1-2)-2.

- Слой 47 - известняк белый массивный, кверху желваковидный ПЛЗ-АЛЗ, (1-2).
42,0 м
- Слой 48 - известняк вишневый, кверху вишнево-серый АЛЗ, с желваками ПЛЗ
47,4 м известняка, с мелким детритом и единичными зернами глауконита,
2/д/.
- Слой 47, 48 = 2/п/ + (1-2) - 2/д/.
- Слой 49 - известняк белый ПЛЗ-АЛЗ, гирванелловый с археоциатами,
48,5 м (1-2) П² жса2, слагает три биострома, разделенных перекрывающи-
ми известняками ПЛЗ-АЛЗ желваковидными волнисто-слоистыми,
(1-2)/жса/, затем вишневыми АЛЗ алевритоглинистыми с детритом, 2(15)/д/.
- Слой 49 = (1-2) П² жса2 - (1-2)/жса/ - 2/д/; три раза.
- Слой 50 - известняк вишневыи тонкоплитчатый алевритоглинистый, с детри-
49,5 м том, 2(15)/д/. Слой 50 = 2/д/ - 2/д/.
- Слой 51 - известняк белый ПЛЗ-АЛЗ массивный, к границам слоя желвако-
50,4 м видный, (1-2). Слой 51 = (1-2) - (1-2).
- Слой 52 - известняк вишневыи тонкоплитчатый до листоватого АЛЗ, 2(15).
51,4 м Слой 52 = 2-2.
- Слой 53 - известняк вишнево-желтый ПЛЗ-АЛЗ алевритоглинистый, с ракови-
51,66 м нами брахиопод и хиолитов и мелким детритом, (1-2) П⁸ 61x2x3/д/.
- Слой 54 - известняк красно-коричневый тонкоплитчатый АЛЗ алевритоглини-
52,05 м стый, 2(15).
- Слой 53, 54 = (1-2) П⁸ 61x2x3/д/-2.
- Є₁ а^{кк}, а^ј. Пачка IX.
- Слой 55 - известняк пятнистый ПЛЗ-АЛЗ, (1-2), с аулофикусом.
52,35 м
- Слой 56 - известняк красно-коричневый АЛЗ алевритоглинистый, с желвака-
52,65 м ми ПЛЗ известняка, с раковинами брахиопод, трилобитов, 2(1,
15) П⁸ 61т7.
- Слой 55, 56 = (1-2) П⁴ у - 2 П⁸ 61т7.
- Слой 57 - известняк белый волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ, (1-2).
52,9 м
- Слой 58 - известняк красно-коричневый тонкоплитчатый горизонтально-слоис-
53,15 м тый АЛЗ, алевритоглинистый, с раковинами и мелким детритом бра-
хиопод и хиолитов, 2(15, 16) П² x161/д/.
- Слой 57, 58 = (1-2) - 2 П² x161/д/.
- Слой 59 - известняк коричневато-серый, кверху почти белый, волнисто-слоис-
53,5 м тый ПЛЗ-АЛЗ, (1-2).
- Слой 60 - известняк коричневато-красный плитчатый АЛЗ, с мелким детритом
54,5 м брахиопод, 2/6/.
- Слой 59, 60 = (1-2) - 2/6/.
- Слой 61 - известняк пятнистый плитчатый АЛЗ, с раковинами брахиопод и
56,25 м трилобитов, 2 П⁸ 61т7, с прослоями известняка желваковидного
ПЛЗ-АЛЗ. Слой 61 = 2 П⁸ 61т7 - (1-2) - 2.
- Слой 62 - известняк вишнево-красный тонкоплитчатый АЛЗ, с прослоями жел-
57,45 м ваковидного ПЛЗ-АЛЗ, алевритоглинистый, с раковинами хиолитов,
трилобитов, обрывками кустиков, эфифтона, доломитистый, (2-
1)(15, 10) П² x1т7/арэпу/. Слой 62 = 2 - (1-2) П² x1т7 /арэпу/-2.
- Слой 63 - известняк вишнево-серый волнисто-слоистый желваковидный ПЛЗ-
59,05 м АЛЗ, (2-1). Стилолитовые швы послойные.
- Слой 64 - известняк вишневыи тонкоплитчатый до листоватого АЛЗ алеврито-
58,35 м глинистый, 2(15).
- Слой 63, 64 = (2-1) - 2.

Слой 65 - известняк розовато-желтый ПЛЗ-АЛЗ, (1-2).

58,6 м

Слой 66 - известняк коричнево-тонкоплитчатый детритовый - АЛЗ, алевроито-глинистый, с микрокомками, раковинами и детритом ханцеллорий, брахиопод, трилобитов, хиолитов, доломитистый, (2-6)(15) Π^9 чрб1т7х2х3/дэ/.

Слой 65, 66 = (1-2)-(2-6) Π^9 чрб1т7х2х3/дэ/.

Слой 67 - известняк белый массивный волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ, (1-2), 60,4 м с прослоями волнисто-слоистого желваковидного, со спикулами губок, раковинами и детритом брахиопод и хиолитов. Окремнение, стилолитовые швы, (1-2)(6,7) Π^6 пб1х2х3/эд/. Слой 67 = (1-2)-(1-2) Π^6 пб1х2х3/эд/.

Пачка X.

Слой 68 - известняк вишневый тонкоплитчатый волнисто-слоистый АЛЗ алевроитоглинистый, с желваками ПЛЗ известняка, 2(1, 15).

Слой 69 - известняк пятнистый волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ, (2-1). 61,7 м

Слой 68, 69 = 2-(2-1).

Слой 70 - известняк вишневый плитчатый АЛЗ алевроитоглинистый, с детритом, 2(16, 6)д/.

Слой 71 - известняк серый волнисто-слоистый ПЛЗ, 1, кверху переходит в известняк желваковидный плитчатый ПЛЗ-АЛЗ, с детритом, (1-2)/д/

Слой 70, 71 = 2/д/-(1-2)/д/.

Слой 72 - известняк светло-серый массивный желваковидный ПЛЗ-АЛЗ, с детритом, с раковинами брахиопод, трилобитов, склеритами ханцеллорий с *Renalcis* и редкими *Proaulopora*, (1-2) Π^9 чрб1т3т7/апус/

Слой 73 - известняк серый волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ, с обрывками *Renalcis*, единичных *Proaulopora*, раковинами брахиопод, трилобитов, хиолитов, доломитистый, (1-2)(10) Π^8 б1х1т3т7/рсу/.

Слой 72, 73 = (1-2) Π^9 чрб1т3т7/апус/ - (1-2) Π^8 б1х1т3т7/рсу/д/.

Слой 74 - известняк светло-серый волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ, с примесью алевроитоглинистого материала, с раковинами брахиопод и детритом, (1-2)(15) Π^8 б1/д/.

Слой 75 - известняк вишневый плитчатый АЛЗ, 2(15). 65,4 м

Слой 74, 75 = (1-2) Π^8 б1/д/-2.

Слой 76 - известняк серый массивный ПЛЗ-АЛЗ с детритом, (1-2)/д/. 66,55 м

Слой 77 - известняк серовато-розовый, АЛЗ доломитистый, с раковинами и детритом хиолитов, трилобитов, брахиопод, 2 Π^3 т3х2х3б1/д/.

Слой 76, 77 = (1-2)/д/ - 2 Π^3 т3х2х3б1/д/.

Слой 78 - известняк серый массивный ПЛЗ-АЛЗ с проаулопорами и микрокомками, (1-2)(10)/ус/.

Слой 79 - известняк серо-розовый пятнистый тонкоплитчатый ПЛЗ-АЛЗ проаулопоровый глинистый, доломитистый, с раковинами брахиопод и хиолитов, с детритом, (1-2)(10,14) Π^2 сб1х1/р/. Интенсивная стилолитизация (послойно).

Слой 78, 79 = (1-2)/ус/-(1-2) Π^2 сб1х1/р/.

Слой 80 - известняк розовато-серый ПЛЗ-АЛЗ, внизу волнисто-слоистый, желваковидный, кверху массивный доломитистый, с детритом хиолитов, брахиопод, ходами илоедов, (1-2)(10,15) Π^5 и1/бхп/.

Слой 80 = (1-2)-(1-2) Π^5 и1/бхп/.

Закрыто до 73,05 м (известняк АЛЗ?-2?).

Пачка XI₁

Слой 81 - переслаивание: известняк вишнево-коричневый плитчатый АЛЗ, с 79,0 м желваками ПЛЗ известняка и известняк ПЛЗ-АЛЗ - доломит АЛЗ, с примесью алевритоглинистого материала, мелким детритом губок. Развита стилолитизация, (1-2)(6,15). Вверх по наслоению количество примеси доломита уменьшается, (1-2)(6, 10, 15), детрит и раковины хиолитов, трилобитов и брахиопод. Известняк ПЛЗ-АЛЗ содержит обрывки Renalcis или Proaulopora и микрокомки (в разных прослоях). Слой 81 = 2/γд/(1-2-10)Π⁵и2/γ/; 2-(1-2); 2-(1-2)/бγγ/; 2-(1-2)И²х1ф; 2-(1-2); 2-(1-2)Ш²стЗт761ф/γ/.

Є₁ а^{lm}, а^j. Пачка XI₂

Слой 82 - известняк розовато-серый и белый биостромный тонковолнисто-80,1 м слоистый и желваковидный, (1-2)Γ²эра2.

Слой 83 - известняк вишнево-коричневый, тонкоплитчатый АЛЗ, алевритогли-82,1 м нистый, 2(14, 15). Переслаивание: известняк волнисто-слоистый, желваковидный ПЛЗ-АЛЗ доломитистый, с раковинами археоциат, хиолитов, брахиопод, (1-2)Π¹а4х2х361/р/ и известняк массивный ПЛЗ-АЛЗ с проаулопорами, гирванеллой, раковинами трилобитов, брахиопод, детритом раковин хиолитов, (1-2)Ш²сжт761/х/.

Слой 82, 83 = (1-2)Γ²эра2 - 2; (1-2)Π¹а4х2х361/р/(1-2)Ш²сжтЗт761/х/; (1-2)-(1-2); многократно.

Слой 84 - переслаивание (5 раз) известняков вишневых плитчатых желвако-89,6 м видных и светло-серых массивных; вишневый АЛЗ с микрокомками, с раковинами брахиопод, трилобитов, хиолитов, ханцеллорий; светло-серый ПЛЗ-АЛЗ, с проаулопорами и микрокомками, доломитистый, с детритом брахиопод, хиолитов, трилобитов, ханцеллорий. По всему слою послойные стилолитовые швы, вдоль которых локализуются гидроокислы железа и доломит (до 10%). Слой 84 = 2Π²т761х2х3/γ/(1-2)Π²х2х361; 2-(1-2)Π³т761х2х3ф/арэпч/; 2-(1-2); 2-(1-2)Ш²сγ/тбхч/; 2Ш²с/тбх/(1-2)Π³тЗт7.

Слой 85 - известняк зеленовато-серый плитчатый ПЛЗ-АЛЗ, с желваками ПЛЗ 91,6 м известняка и пятнами ПСК кальцита, доломитовый, алевритоглинистый, с обрывками Epiphyton, Renalcis, с раковинами брахиопод, хиолитов, спикулами губок, (1-2-10)(6,3)Π⁶пб1х1/эр/.

Слой 86 - известняк пятнистый массивный и плитчатый ПЛЗ-АЛЗ, биостром-92,7 м ный, (1-2)Γ²эра2.

Слой 85, 86 = (1-2-10)Π⁶пб1х1/рэ/(1-2)Γ²эра2.

Пачка XII

Слой 87 - полукоренная высыпка: известняк зеленовато-серый АЛЗ, 2, и ПЛЗ-96,7 м АЛЗ желваковидный доломитовый, с раковинами трилобитов, брахиопод, хиолитов, с детритом, (1-2-10)Π³тЗт761х1. Слой 87 = 2 - (1-2-10)Π³тЗт761х1, многократно?

Слой 88 - известняк белый эпифитоновый? ПЛЗ-АЛЗ слабо алевритоглинистый, 96,8 м с археоциатами, (1-2)(15)Γ²эа2.

Слой 89 - доломит зеленовато-желтый плитчатый АЛЗ алевритоглинистый, с 97,25 м участками кальцита ПСК, с ходами илоедов, 10(3, 15)Π⁵и1/6/.

Слой 88, 89 = (1-2)Γ²эа2 - 10Π⁵и1/6/.

Слой 90 - известняк белый массивный волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ слабо 97,6 м глинистый доломитистый, с раковинами брахиопод, детритом хиолитов, трилобитов, археоциат, ханцеллорий, губок, стилолитовые швы, (1-2)(10)Π⁸б1/тхчпа/.

Слой 91 - доломит плитчатый АЛЗ, 10. 97,85 м

Слой 90, 91 = (1-2)П⁸б1/хча/-10.

Слой 92 - известняк светло-серый волнисто-слоистый ПЛЗ слабо глинистый, 98,2 м с мелким детритом, 1(2)/д/.

Слой 93 - известняк серовато-желтый массивный АЛК доломитовый, с ходами илоедов, 2(10)П⁵и1, кверху переходит в известняк ПЛЗ-АЛЗ слабо глинистый, с микрокомками, ханцеллориями, спикулами губок, раковинами хиолитов и брахиопод, с мелким детритом археоциат и трилобитов, (1-2)П⁹чпб1х1/ат/.

Слой 94 - известняк - доломит пятнистый вишнево-желтый массивный АЛЗ 99,0 м алевритоглинистый, с детритом, (10-2)/д/.

Слой 92-94 = 1/д/-2П⁵и1; (1-2)П⁹чпб1х1/ат/-(10-2)/д/.

Слой 95 - доломит вишнево-желтый плитчатый АЛК, алевритоглинистый, мутьдообразно-волнистослоистый, 10(2,15).

Слой 96 - известняк - доломит пятнистый толсто-плитчатый АЛЗ, (2-10). 99,55 м

Слой 95, 96 = 10-(2-10).

Слой 97 - известняк пятнистый тонко-плитчатый мутьдообразно-волнистослоистый, ПЛЗ-АЛЗ алевритоглинистый, с желваками, раковинами брахиопод, с мелким детритом археоциат, (1-2)(15)П⁸б1/γ а/.

Слой 98 - известняк ПЛЗ-АЛЗ - доломит АЛК алевритоглинистый с обломками кустиков эпифитона? с микрокомками ПЛЗ кальцита, с ходами илоедов, (1-2-10)(15)П⁵и1/γ а/.

Слой 97,98 = (1-2)П⁸б1/γ а/-(1-2-10)П⁵и1/эγ/.

Слой 99 - известняк белый волнисто-слоистый ПЛЗ - органогенно-детритовый 101,6 м алевритоглинистый, доломитистый, с раковинами брахиопод, хиолитов, трилобитов, с детритом археоциат, брахиопод, (1-6)(10, 15)П⁸б1х2х3т7ч/пасэ/.

Слой 100 - известняк - доломит желто-серый плитчатый мутьдообразно-волнистослоистый ПЛЗ-АЛЗ, с раковинами брахиопод хиолитов, мелким детритом археоциат, алевритоглинистый, с ходами илоедов, (1-2-10)(15)П⁵и161х2х3/а/.

Слой 99, 100 = (1-6)П⁸б1х2х3т7ч/пасэ/-(1-2-10)П⁵и161х2х3/а/.

Слой 101 - известняк серый массивный биостромный ПЛЗ-АЛЗ доломитистый, 103,3 м с большим количеством стилолитовых швов субгоризонтальных и субвертикальных. Кустыки Epiphyton и их обрывки, редкий детрит, (1-2)Г²эра2/б/- (1-2)/эр/.

Слой 102 - доломит желто-серый плитчатый АЛЗ, мутьдообразно-слоистый 10, 104,0 м переслаивается с известняком АЛЗ-ПСК доломитовым, (3-2-10).

Слой 101, 102 = (1-2)Г²эра2/б/- (1-2)/эр/; 10-(3-2-10), неоднократно.

Слой 103 - известняк светло-серый ПЛЗ-АЛЗ доломитовый, (1-2)(10), с двумя прослоями известняка плитчатого АЛЗ, 2(10).

Слой 104 - известняк - доломит светло-зеленый мутьдообразно-волнистослоистый ПЛЗ-АЛЗ алевритоглинистый с детритом брахиопод и хиолитов, (1-2-10)П⁵и1/бх/. Стилолитовые швы.

Слой 103, 104 = (1-2)-2; (1-2)-2-(1-2-10)П⁵и1/бх/.

Слой 105 - известняк светло-серый массивный ПЛЗ-АЛЗ доломитистый, с археоциатами, детритом археоциат, хиолитов, брахиопод, трилобитов, обрывками кустиков Epiphyton, (1-2)Г²эра2/хбтпа/.

Слой 106 - зеленовато-серый плитчатый известняк, АЛЗ-ПЛЗ - доломит АЛЗ 106,4 м мутьдообразно-слоистый, с хиолитами, глинистый, с ходами илоедов, (1-2-10)П⁵и1/бп/.

Слой 105, 106 = (1-2)Г²эра2/хбтпа/ - (1-2-10)П²х2 - (1-2-10)П⁵и1/бп/.

Слой 107 - известняк светло-серый плитчатый волнисто-слоистый эпифитоновый биостромный, с археоциатами ПЛЗ-АЛЗ доломитистый, (1-2)(10)I²ра2.

Слой 108 - зеленовато-серый плитчатый мультобразоволнистослоистый, со знаками мелкой ряби, известняк ПЛЗ-АЛЗ - доломит АЛЗ, с ходами илоедов, (1-2-10)II⁵и1.

Слой 107, 108 = (1-2)I²ра2 - (1-2-10)II⁵и1.

Пачка XIII.

Не обнажено 15,6 м. Описание дается по Г Ярусное расчленение..., 1984, с. 56 J. Чередование известняков серых ПЛЗ-АЛЗ цианобактериальных калиптровых и желто-серых АЛЗ глинистых, детритовых. Цианобактерии образуют грибовидные калиптры диаметром 0,1 и высотой 0,3 м. Установлены находки археоциат, ренальциса, хиолитов, брахиопод, трилобитов, скелетных проблематик. Пачка XIII = (1-2)I²ра2 - 2II²х261, три раза; 2 - (1-2)II³т3х2х3ф/а/, два раза.

Пачка XIV₁.

Не обнажено 3,4 м. Характеристика отложений дается по данным тех же авторов, что и пачки XIII. Переслаивание известняков, как в пачке XIII, с доломитом АЛЗ. Пачка XIV₁ = (1-2)/а/-10/а/, два раза.

Слой 109 - доломит светлый зеленовато-серый массивный со слабо выраженными волнистыми поверхностями наслоения, АЛЗ, 10. Слой 109 = =10-10.

Слой 110 - известняк серый массивный волнисто-слоистый и с бугристой поверхностью наслоения (строматолит?) ПЛЗ-АЛЗ, с жеодами кальцита, доломитистый, (1-2)(10)I²ра2, с археоциатами, количество которых увеличивается в верхней части слоя.

Слой 111 - доломит зеленовато-серый АЛК глинистый, 10(14).
129,2 м

Слой 110, 111 = (1-2)I²ра2-10.

Слой 112 - известняк, аналогичный известняку слоя 110, внизу массивный, 129,5 м кверху плитчатый, (1-2)(10)I²ра2.

Слой 113 - доломит массивный волнисто-слоистый АЛЗ, кверху переходит в 131,1 м плитчатый АЛЗ, с раковинами и детритом археоциат, 10II¹а4. Слабая концентрическая (строматолитовая?) отдельность. Ходы илоедов, 10II⁵и1.

Слой 112, 113 = (1-2)I²ра2 - 10II¹а4 - 10II⁵и1.

Є₁ b^m. Пачка XIV₂.

Слой 114 - доломит светлый зеленовато-серый плитчатый, кверху - массивный АЛЗ, с редкими желваками ПЛЗ кальцита, с раковинами трилобитов, хиолитов, скелетных проблематик, 10II³т4х3ф/б/, переходит кверху в доломит ПСК с мелким детритом, 11/д/. Заметна концентрическая (строматолитовая?) отдельность. Слой 114 = 10II³т4х3ф/б/ - 11/д/.

Слой 115 - доломит светлый зеленовато-серый плитчатый, с ходами илоедов, 134,0 м АЛЗ, 10II⁵и1, переходит кверху в доломит массивный, с комками АЛЗ-ПСК, (10-11)III³н/б/ и доломит ПСК, с раковинами трилобитов и хиолитов, 11II³т4х3ф/б/. Слой 115 = 10II⁵и1 - (10-11)III³н/б/ - 11II³т4х3ф/б/.

Пачка XV по Г Ярусное расчленение..., 1984, с. 56 J. Доломит зеленовато-желтый и известняк серый, в развалах, 10-2.

Суммируем послойное описание (схема 5).

Послойное описание разреза и представленная схема позволяют отметить следующие особенности наслоения пород в разрезе и смены населения.

Отложения зоны а^{pol}, а^{an}, соответствующие II пачке Г Ярусное расчле

Схема 5

Наслоение пород и смена населения в разрезе каньона Бачык

Возраст	Пачка	Слой	Ассоциация пород и население	
			реальная	идеализированная
1	2	3	4	5
ε ₁ ^{apol, an}	II	1	(1-2)Π ³ т7т3и1/γ/-2/6/; 1-2, два раза	1/γ/-2
		2 ₁	(1-2)Π ⁸ 61т7т3/γ/ -2Π ⁵ и1/6γ/	(1-2)Π ⁸ 61т7т3/γ/ -2Π ⁵ и1/дγ/
		2 ₂₋₃ ₁	2-(2-15)	2-(2-15)
		3 ₂₋₄ ₁	(1-2)/γ/-1;	(1-2)/γ/-1
		4 ₂₋₅ ₂	2-2Π ³ т7т3х2х3/γ/	2-2Π ³ т7т3х2х3
		6	1/γ/-2-(1-2); 1-(1-2)	1/γ/-(1-2)
		7	1Π ² с/γ/-2/γ/	1Π ² с/γ/-2/γ/
		8	15-2; (1-2)/γ/-2Π ⁸ 61т7х2х3/γ/	15-2; (1-2)/γ/-2Π ⁸ 61т7х2х3
α ^{pn, an}	III	9-10	1Γ ² эра2/6тп/-2/6пхф/-2Π ⁵ и1/т6п/, три раза	1Γ ² эра2-2/γ/-2Π ⁵ и1/дγ/
		11-12	(1-2)Γ ² эра2-(1-2)/γ/, два раза	
	IV	13-14	2/д/(1-2)Π ⁸ 61х2х3/тсγ/; (1-2)/д/- 2Π ⁵ и1	2/д/-(1-2)Π ⁸ 61х2х3/дγ/
	V	14		(1-2)/дγ/-2Π ⁵ и1
		15	(1-2)Π ³ т7т361γ -2/д/	1/γ/-2
16		1/γ/-2, два раза		
		17	1Π ² с/γ/-2Π ⁸ 61т7т3х2х3	1Π ² с/γ/-2Π ⁸ 61т7т3х2х3
		17	15Π ² х2х3-(1-2)Π ² с/д/	

		15-(1-2)III ² с/д/, три раза	15-(1-2)III ² с/д/
	18	(1-2)/сд/-1	(1-2)/сд _г /-1
	19	(1-2)-15-2II ³ т7х2х3	15-2II ³ т7х2х3
	20	1-2-1	1-2-1
	21-22	1I ² эр-(1-2)-2II ² х2х3/г/; 2-(1-2)/г/	1I ² эр-2II ² х2х3/г/ 2-(1-2)/г/
VI	23	(1-2)III ² сб1т7т3/ч/-1I ² эр/п/-(1-2)III ² с/чтб/ (1-2)II ³ т7т3б1х2х3/гбт/-(2-10)II ⁵ и1/бт _г / 2-2II ⁵ и1	(1-2)III ² сб1т7т3-1I ² эр-(1-2)III ² с/д/ (1-2)II ³ т7т3б1х2х3-(2-10)II ⁵ и1 2-2II ⁵ и1
	24	2/бтпэ/-(1-2)II ⁸ б1т7т3/д _г / 2-(1-2) 2-(1-2)II ⁸ б1т7х2х3/д _г / (1-2)-2, два раза	2-(1-2) 2-(1-2)II ⁸ б1т7х2х3/д _г / (1-2)-2
	25	2-(1-2)/аб/	
	26-28	(1-2)I ² э-(1-2)I ² э-2/д/	(1-2)I ² э-(1-2)I ² э-2/д/
VII	29-30	(1-2)II ⁸ б1т7/ас _г /-2II ⁸ б1х2х3/с _г т/	(1-2)II ⁸ б1т7-2II ⁸ б1х2х3/с _г т/
	31-32	(1-2)-2	(1-2)-2
	33-34	(1-2)-2II ⁵ и1	(1-2)-2II ⁵ и1
	35-36	(1-2)II ² х2б1-2II ⁵ и1	(1-2)II ² х2б1-2II ⁵ и1/п/
	37-38	2II ² х2б1-2II ⁵ и1	
	39-40	(1-2)II ² х2б1-2/п/	
	41-42	(1-2)II ² х2б1-2II ⁵ и1	
	43-44	(1-2)/г/-2	(1-2)/г/-2/п/
	45-46	(1-2)-2/п/	
VIII	47-48	(1-2)-2/д/	

Продолжение схемы 5

1	2	3	4	5
a^{pn}, a^{an}	VIII	49 50 51 52 53-54	(1-2)Ш ² жса2-(1-2)/жса/-2/д/, три раза 2/д/-2/д/ (1-2)-(1-2) 2-2 (1-2)П ⁸ б1x2x3/д/-2	(1-2)Ш ² жса2-2/д/ 2/д/-2/д/ (1-2)-(1-2) 2-2 (1-2)П ⁸ б1x2x3-2
a^j, a^{kk}	IX	55-56 57-58 59-60 61 62 63-64 65-66 67	(1-2)П ⁴ у-2П ⁸ б1т7 (1-2)-2П ² x1б1/д/ (1-2)-2/б/ -2П ⁸ б1т7-(1-2)-2 2-(1-2)П ² x1т7/арэпγ/-2 (1-2)-2 (1-2)-(2-б)П ⁹ чрб1т7x2x3/дэ/ (1-2)-(1-2)П ⁶ пб1x2x3/эд/	(1-2)П ⁴ у-2П ⁸ б1т7 (1-2)-2П ² x1б1т3/д/ (1-2)П ² x1т7б1-2 (1-2)-2П ⁹ чрб1x2x3т7 (1-2)-(1-2)П ⁶ пб1x2x3/эд/
	X	68-69 70-71 72-73 74-75 76-77 78-79 80	2-(1-2) 2/д/-2/д/ (1-2)П ⁹ чрб1т3т7/апγс/-(1-2)П ⁸ б1x1т7т3/рсγд/ (1-2)П ⁸ б1/д/-2 (1-2)/д/-2П ³ т3x2x3б1/д/ (1-2)/γс/-(1-2)Ш ² сб1x1/р/ (1-2)-(1-2)П ⁵ и1/бхп/ 2-2?	2-(1-2) 2/д/-2/д/ (1-2)П ⁹ чрб1т3т7/пγс/-(1-2)П ⁸ б1x1т3т7/псγ/ (1-2)/д/-2П ³ т3x2x3б1 (1-2)/γс/-(1-2)Ш ² сб1x1/р/ 2-2?
	XI _I	81	2 /γ д/-(1-2-10)П ⁵ и2/γ/ 2-(1-2)	2/γ д/-(1-2-10)П ⁵ и2/γ/

			2-(1-2)/бт γ /; 2-(1-2)П ⁴ x1ф 2-(1-2); 2-(1-2)Ш ² ст3т7б1ф/ γ /	2-(1-2)П ⁴ x1ф 2-(1-2)Ш ² ст7т3б1ф/ γ /
a ^{lm} , a ^j	XI ₂	82-83	(1-2)I ² эра2-2 (1-2)П ¹ а4х2х3б1/р/-(1-2)Ш ² сжт7т3б1/х/ (1-2)-(1-2), многократно	(1-2)I ² эра2-(1-2)П ¹ а4х2х3б1/р/ (1-2)Ш ² сжт7т3б1/х/-(1-2)
		84	2П ³ т7т3б1х2х3/ γ /-(1-2)П ² х2х3б1; 2-(1-2)П ³ т7т3б1х2х3ф/арэпч/; 2-(1-2); 2-(1-2)Ш ² с/тбхч/ 2Ш ² с/тбхч/-(1-2)П ³ т7	2-(1-2)П ³ т7т3б1х2х3ф-2 2-(1-2)Ш ² с/тбхч/
		85	(1-2-10)П ⁶ пб1х1/эр/	(1-2)П ³ т7-(2-10)П ⁶ пб1х1ф/эр/
	XII	86-87	(1-2)I ² эра2-2-(1-2-10)П ³ т7т3б1х1	(1-2)I ² эра2-(2-10)П ³ т7т3б1х1
		87	2-(1-2-10)П ³ т7т3б1х1, многократно	2-(2-10)П ³ т7т3б1х1
		88-89	(1-2)I ² эа2-10П ⁵ и1/б/	(1-2)I ² эа2-10П ⁵ и1/б/
		90-91	(1-2)П ⁸ б1/тхча/-10	(1-2)П ⁸ б1/д/-10
		92-94	(1-2)/д/-2П ⁵ и1; (1-2)П ⁹ чпб1х1/ат/- (2-10)/д/	(1-2)/д/-2П ⁵ и1 (1-2)П ⁹ чпб1х1-(2-10)/д/
		95-96	10-(2-10)	10-(2-10)
		97-98	(1-2)П ⁸ б1/а γ /-(1-2-10)П ⁵ и1/э γ /	
		99-100	(1-6)П ⁸ б1х2х3т7ч/пасэ/- (1-2- 10)П ⁵ и1б1х2х3/а/	(1-2)П ⁸ б1х2х3т7ч-(2-10)П ⁵ и1б1х2х3
		101-102	(1-2)I ² рэа2/б/-(1-2)/эр/; 10-(2-3-10), неоднократно	(1-2)I ² рэа2-(1-2) 10-(2-3-10)
		103-104	(1-2)-2; (1-2)-2-(1-2-10)П ⁵ и1/бх/	(1-2)-2 (1-2)-(1-2-10)П ⁵ и1

Окончание схемы 5

1	2	3	4	5
a^{lm}, a^j	XII	105-106	$(1-2)I^2_{\text{эра}2/\text{хбтпа}/-(1-2-10)II^2_{\text{х}2-}$ $(1-2-10)II^5_{\text{и}1/6\text{п}/}$	$(1-2)I^2_{\text{эра}2-(1-2-10)II^5_{\text{и}1}}$
		107-108	$(1-2)I^2_{\text{эра}2-(1-2-10)II^5_{\text{и}1}}$	
	XIII	6/№	$(1-2)I^2_{\text{ра}2-2II^2_{\text{х}261}$, три раза $2-(1-2)II^2_{\text{т}3\text{х}2\text{х}3\text{ф}/\text{а}/}$, два раза	$(1-2)I^2_{\text{ра}2-2II^2_{\text{х}261}}$
		XIV ₁	6/№	$(1-2)/\text{а}/-10/\text{а}/$, два раза
		109	10-10	10-10
		110-111	$(1-2)I^2_{\text{ра}2-10}$	$(1-2)I^2_{\text{ра}2-10}II^1_{\text{а}4-10}II^5_{\text{и}1}$
		112-113	$(1-2)I^2_{\text{ра}2-10}II^1_{\text{а}4-10}II^5_{\text{и}1}$	
b^m	XIV ₂	114	$10-10II^3_{\text{т}4\text{х}3\text{ф}/6/-11/\text{п}/}$	10-11
		115	$10II^5_{\text{и}1-(10-11)III^3_{\text{н}/6/-11}II^3_{\text{т}4\text{х}3/6/}$	
	XV	6/№	10-2	10-2

Примечание. Пачки даны по [Ярусное расчленение..., 1984], слои - по данным авторов.

нение..., 1984 J, можно разделить на три относительно построенные части. Каждая такая часть начинается породной ассоциацией с ПЛЗ известняком, обычно с микрокомками (две нижние части, слои 1, 3; 6), реже к ним добавляется известняк ПЛЗ проаулопоровый (третья часть, слой 7); сверху они сменяются ассоциацией с АЛЗ известняком, с остатками раковин брахиопод, трилобитов, хиолитов, которая завершается (кроме средней части) ассоциацией известняк АЛЗ-алевролит, 2-15. Каждая такая часть может быть названа циклитом. Начальный элемент циклита полнее развит в верхней части зоны, тогда как конечный - в нижней части вскрытых отложений зоны.

Отложения зоны a_{pn}^{an} делятся на шесть пачек Г Ярусное расчленение..., 1984 J: III, IV, V, VI, VII, VIII. В разрезе отложений зоны различаются участки двух типов строения: направленного и однородного. Направленность устанавливается по тому же признаку, что и для отложений описанной выше зоны a_{pol}^{pol} : от ПЛЗ цианобактериальных известняков к известнякам АЛЗ, иногда к ассоциации с алевролитами. Отмечена также последовательная смена состава самих цианобактериальных известняков: эпифитоново-ренальцисовых или эпифитоновых (слои 9, 21, 23, 26) и проаулопоровых или гирванеллово-проаулопоровых (слои 16, 17, 23, 49). С середины VI пачки до верха VII отмечаются участки с однородным строением. Эти участки слагаются повторяющимися ассоциациями пород 2 - (1-2), при этом с известняком ПЛЗ-АЛЗ (1-2) ассоциируют остатки разных раковинчатых организмов; брахиопод, трилобитов, хиолитов (слой 24). Наиболее полно этот тип однородного строения проявлен в пачке VII (особенно в средней ее части - слои 35-42) и вблизи пачки VIII (слои 43-48). В пачке VIII вновь выделяются части разреза, имеющие направленное строение, как и в нижней половине отложений рассматриваемой зоны a_{pn}^{pn} .

Отложения зоны a_j^j , a_{kk}^{kk} делятся на три пачки: IX, X, XI₁ Г Ярусное расчленение..., 1984 J. Эти отложения различаются по типу строения: нижняя часть, соответствующая пачке IX (исключая слой 67 и включая слои 53, 54 пачки VIII), характеризуется однородным строением, которое можно представить как повторение породной ассоциации (1-2)-2. Меняется при этом лишь состав окаменелостей: брахиоподы, хиолиты; аулофикус; брахиоподы, трилобиты; хиолиты, трилобиты; ханцеллории, ренальцис, брахиоподы, трилобиты, хиолиты. Отложения пачки X делятся на три части, имеющие направленное изменение состава и отвечающие циклитам. Начинается циклит ПЛЗ-АЛЗ микрокомковатым известняком, реже проаулопоровым, а заканчивается АЛЗ известняком, в последнем циклите в ассоциации с переходной разновидностью известняк - доломит. Пачка XI₁ имеет такое же однородное строение, как пачка IX.

Отложения зоны a_{lm}^{lm} , a_j^j делятся на пачки XI₂, XII, XIII, XIV₁. Г Ярусное расчленение..., 1984 J и имеют неоднородное строение, состав пород меняется от известняков внизу (пачки XI₂, XIII) до известняков со слоями переходных разновидностей известняк - доломит и доломитов (пачки XII; XIV₁). Отложения пачки XI₂ и нижняя часть пачки XII (слои 82-87) делятся на три циклита, имеющих направленное изменение состава пород, аналогичное описанным выше циклитам. В пачке XII наблюдается чередование отрезков разреза с направленным (слои 85-87; 92-96; 101, 102; 103, 104) и однородным строением. Такая же картина отмечается в строении отложений, соответствующих пачкам XIII (однородное), XIV (направленное, затем однородное, слои 110-113).

Отложения ботомского яруса (пачки XIV₂, XV Г Ярусное расчленение...,

1984]) имеют направленное изменение состава пород. Направленность от доломитов к известнякам обратная той, что отмечена для отложений атдабанского яруса, в последнем известняки сменялись доломитами, а в ботомском доломиты перекрываются известняками.

Петрографический состав отложений

Рассмотрим петрографический состав биостратиграфических горизонтов, отвечающих зонам (снизу вверх по наслоению).

В интервале разреза (1-8,8 м, слой 1-8), соответствующем верхней части зоны *Leptosocyathus polyseptus* - *Retecoscinus zegebarti*, отмечаются известняки ПЛЗ (1) и АЛЗ (2), переходная разновидность (1-2) и алевролит. Этот биостратиграфический горизонт может быть охарактеризован следующими наборами породных ассоциаций (снизу вверх по наслоению): (1-2)-2 → 1-2; 1-2 → (1-2)-2; 2-(2-15) → (1-2)-1; 2-2 → (1-2)-(1-2); 1-(1-2) → 1-2; 15-2 → (1-2)-2. Преобладает, как видно, известняк АЛЗ; известняк ПЛЗ отмечается в основном в верхней части отложений, что отражено в схеме наслоения: (1-2)-2 → 1-2 (см. табл. 15). Формирование переходной разновидности известняк ПЛЗ-АЛЗ связано как с перемывкой цианобактериальных образований, так и с их перекристаллизацией.

В интервале разреза (8,8-12,0 м, слой 9-54), соответствующем зоне *Porocyathus pinus*, *Pagetiellus anabarus*, отмечаются такие же породы, как и в нижележащих отложениях: известняк АЛЗ, ПЛЗ-АЛЗ и ПЛЗ, изредка - алевролит. Соотношение пород по частоте встречаемости изменилось в пользу переходной разновидности известняка ПЛЗ-АЛЗ за счет уменьшения доли известняка ПЛЗ. Последовательность наслоения пород в разрезе следующая: А: 1-2 → 2-1; 2-2 → 1-2; 2-(1-2) → (1-2)-(1-2); (1-2)-2 → (1-2)-(1-2); 2-(1-2) → 2-1; 2-1 → 2-1; 2-15 → (1-2)-15; (1-2)-15 → (1-2)-15; (1-2)-(1-2) → 1-(1-2); 15-2 → 1-2; 1-1 → (1-2)-2; 2-(1-2) → (1-2)-1. Б: (1-2)-(1-2) → (2-10)-2; 2-2 → (1-2)-2; (1-2)-2 → (1-2)-(1-2); 2-(1-2) → 2-(1-2); 2-2 → (1-2)-(1-2); (1-2)-2 → (1-2)-2, два раза; (1-2)-2 → 2-2; (1-2)-2 → (1-2)-2, два раза; (1-2)-2 → (1-2)-(1-2); 2-(1-2) → (1-2)-2; (1-2)-(1-2) → 2-2; 2-(1-2) → (1-2)-2 → 2-(1-2)-2. Основная закономерность в наслоении пород может быть выражена схемой: 1-(1-2)-2 → (1-2)-2 → (1-2)-2. Как видно из

схемы, в верхней части отложений зоны a^{pn} ПЛЗ известняки отсутствуют; интенсивные процессы перемывки и перекристаллизации привели к преобразованию первично ПЛЗ цианобактериальных известняков в известняки ПЛЗ-АЛЗ и АЛЗ. Ярко выраженная неоднородность петрографического состава отложений зоны позволяет поделить его на две части А, Б. Не случайно в первом наборе породных ассоциаций, начинающих часть Б, отмечена переходная разновидность известняк АЛЗ - доломит АЛЗ, она лишь подчеркивает генетические различия двух частей биостратиграфического горизонта. Подгоризонт А включен в состав первого петрографического горизонта, а Б - в состав второго (см. табл. 15).

В интервале разреза (52,0-79 м, слой 55-81), соответствующем зоне *Nochorocyathus kokoulini*, частота встречаемости и переходной разновидности известняков ПЛЗ-АЛЗ (1-2) такая же, как известняка АЛЗ (2), и лишь один слой слагается переходной разновидностью известняка ПЛЗ-АЛЗ - доломита АЛЗ, (1-2-10). Этот биостратиграфический горизонт можно представить последовательностью 11 наборов породных ассоциаций: (1-2)-2 → (1-2)-2; (1-2)-2-2 → (1-2)-2-2; (1-2)-2 → (1-2)-2, два раза; 2-(1-2) → 2-2; (1-2)-(1-2) → (1-2)-2; (1-2)-2 → (1-2)-(1-2); (1-2)-(1-2) → 2-2; 2-(1-2-10) → 2-(1-2); 2-(1-2) → 2-(1-2), два раза. Схема наслоения

Таблица 15

Петрографические и биостратиграфические горизонты в разрезе каньона Бачык

Биостратиграфический горизонт		Набор породных ассоциаций					Всего	Петрографический горизонт	
		одного типа пород	двухчленный		трехчленный			Состав пород	№
№	Название зоны		а	б	а	б			
V	Bergeroniellus mic-macciformis							10-10-11 → 10-2	IV
IV	Fansycyathus lermontovae	5	1	5	1	3	15*	(1-2):2:(1-2-10):10=2:1:1:1 (1-2)-2-(1-2-10)→(1-2)-10	III
III	Nochorocyathus kokoulini	-	1	9	-	1	11	(1-2):2=1:1 (1-2)-2	II
II	Porocyathus pinus, Pagetiellus anabarus		6	19	1		26	2:(1-2):1=3:3:1 2-(1-2)-1→(1-2)- -2→(1-2)-2	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Б:}(1-2)-2 \\ \text{А:}2-(1-2)-1 \end{array} \right.$
I	Leptosocyathus polyseptus	-	3	2	1	-	6	2:(1-2):1:(15)**=2:1:1:0,15 (1-2)-2 → 1-2	I

Примечание. а - полноразвитый; б - с одной или вырожденной ассоциацией; * - неполная обнаженность; ** - частота встречаемости (АЛЗ известняка, алевролита) составляет менее 0,5 от частоты встречаемости преобладающего типа породы, записанного первым, и в схеме наслоения не учитывается.

пород может быть очень простой: (1-2)-2 (см. табл. 15). Среди переходных разновидностей значительную долю составляют породы, возникшие в результате частичной перекристаллизации цианобактериальных биогермов, биостромов и тафостромов, что можно объяснить перерывами в образовании и перемычками цианобактериальных карбонатов, в основном в субаквальных условиях. Широкое распространение АЛЗ известняков свидетельствует о частых перемычках цианобактериальных карбонатных образований, сопровождавшихся перераспределением продуктов деградации в субаквальных условиях по гранулометрическому составу.

В интервале разреза (79-131 м, слои 82-113), соответствующем зоне *Fansycyathus Iermontovae*, преобладают (более 70% по частоте встречаемости) переходные разновидности: известняки и известняки - доломиты (в порядке убывания: (1-2); (1-2-10); единично (3-2-10) и (2-10), из типов пород отмечаются АЛЗ известняк (2) и АЛЗ доломит (10)). Этот биостратиграфический горизонт можно представить последовательностью 22 наборов породных ассоциаций, составленных на основе типов и переходных разновидностей пород: (1-2)-2 → (1-2)-(1-2); (1-2)-(1-2) → (1-2)-(1-2); (1-2)-(1-2) → 2-(1-2); 2-(1-2) → 2-(1-2), два раза; 2-(1-2)-(1-2-10) → (1-2)-2-(1-2-10); 2-(1-2-10) → 2-(1-2-10), два раза; (1-2)-10 → (1-2)-10; (1-2)-2 → (1-2)-(2-10); 10-(2-10) → (1-2)-(1-2-10); (1-6)-(1-2-10) → (1-2)-(1-2); 10-(2-3-10) → 10-(2-3-10), два раза; (1-2)-2 → (1-2)-2-(1-2-10); (1-2)-(1-2-10) → (1-2-10)-(1-2); (1-2-10)-(1-2) → 2-(1-2); 2-(1-2) → 2-2; (1-2)-2 → (1-2)-(1-2); 10-(1-2) → 10-10; 10-(1-2) → 10-(1-2); 10-10 → 10-10. В целом преобладают известняки; они послойно либо через серии слоев чередуются с переходной разновидностью известняк - доломит, а вблизи кровли - с доломитами, что отражает схему: (1-2)-2-(1-2-10) → (1-2)-10 (см. табл. 15). Доломиты, как и смешанные известняково-доломитовые породы, являются вторичными. Они образовались при замещении известняков, в основном в субаквальных условиях. Обилие таких пород в составе горизонта свидетельствует о многочисленных перерывах в накоплении цианобактериальных карбонатов, сопровождавшихся деградацией органогенных образований, перераспределением карбонатного материала по дну бассейна, замещением кальцита доломитом.

Пятый биостратиграфический горизонт, отвечающий зоне *Bergeroniellus micrassiformis* - *Erbiella* ботомского яруса (интервал 131-136,5 м, слои 114, 115, пачка ХУ), характеризуется преобладанием доломитов в нижней части, которые сверху сменяются переслаиванием известняков и доломитов (см. табл. 15). Полный состав биостратиграфического горизонта неясен (не обнажен), однако появление нового типа пород, доломита ПСК, позволяет уверенно относить отложения к самостоятельному петрографическому горизонту V (см. табл. 15). Доломиты содержат реликты первичных цианобактериальных образований, а также окаменелости, аналогичные таковым в соседних слоях известняков, что позволяет уверенно говорить о вторичной (диагнетической) природе доломитов.

Остановимся на соотношении объемов биостратиграфических и петрографических горизонтов. В тех случаях, когда объемы совпадают, можно считать, что биостратиграфические границы являются фашиальными. Три нижних биостратиграфических горизонта имеют границы в пределах одного петрографического, что позволяет говорить о монофашиальной природе этих биостратиграфических границ, а именно: *Leptosocyathus polyseptus* с *Parosocyathus pinus* (*Pagetiellus anabarus*) и последнего с *Nochorosocyathus kokoulini* (первая проведена по археоциатам, вторая - по трилобитам).

Разрез Бачык относится к внешней части зоны III Атдабанского рифида; именно к ней был приурочен фронт рифида в моменты, оптимальные для развития археоциатово-цианобактериальных лугов.

Из трех типов населения, встречающихся в различные временные интервалы в пределах этой зоны, преобладали представители II типа населения как по разнообразию, так и по частоте встречаемости. Наименьшим разнообразием отличается I тип населения.

I тип населения представлен в разрезе только одним сообществом археоциатово-цианобактериальных лугов (биостромы): $I^2_{эра2}$, $I^2_{эр}$, $I^2_{э}$, $I^2_{эа2}$, $I^2_{рэа2}$, $I^2_{ра2}$. Биостромы встречаются на многих уровнях (a^{pn} , a^{lm}), т.е. на протяжении почти всего атдабанского века, включая a^{kk} . Устанавливаются шесть перечисленных выше сообществ второго порядка; изредка из их состава исключались археоциаты. Для последнего предполагается усиление гидродинамики (незначительное). Для внешней части зоны III (разрез Бачык) в отличие от внутренней, где трубчатые цианобактерии в составе аналогичного сообщества почти полностью отсутствуют за исключением самого конца атдабанского века (разрез Ой-Муран), весьма характерны тафостромы, построенные трубчатыми *Proaulopora*, реже *Girvanella*.

В самой верхней части зоны a^{lm} (пачки XIII, XIV₁) отмечены биостромы, слагающиеся *Renalcis* и археоциатами, $I^2_{ра2}$. Форма отдельных тел очень напоминает по строению форму строматолитов.

Вне разреза (в пляже, свал) встречено крупное, хорошо сохранившееся тело археоциатово-цианобактериального биогерма, характерного для зоны a^{ol} и известного в разрезе Ой-Муран (см. выше). Состав сообщества этого илового холма ($I^1_{арэ}$) свойствен данной фашии, однако отсутствие точной привязки биогерма к разрезу позволяет включать список организмов этого сообщества в характеристику внешней части зоны III, но только с оговоркой.

II тип населения представлен почти всеми сообществами первого порядка и очень большим числом - второго. Сообщество, в котором доминантной формой были археоциаты, подразделялось на два сообщества второго порядка: $I^1_{а4}$ и $II^1_{а4 \times 2 \times 361}$. Они встречаются в отложениях a^{lm} , представлены редкими, мелкими кубками археоциат, всегда одиночными (обычно эврибионтными видами); изредка к ним присоединяются единичные комочки *Renalcis*. Состав сообщества настолько беден, а численность его представителей так мала, что рассматривать его как пионерное при сооружении органогенных построек нельзя; напротив, это фашия крайне неблагоприятна для археоциат и *Renalcis*.

Сообщества с доминантным участием хиолитов встречаются значительно чаще, чем в разрезе Ой-Муран (подзона IV); они представлены четырьмя сообществами второго порядка. Первое из них монотипное (a^{pn} , a^{lm}), охарактеризовано лишь названной группой, второе - с минимальным (один вид) участием брахиопод - распространено во всем временном интервале рассматриваемых отложений, оно наиболее типично для данной фашиальной зоны Атдабанского рифида. Нередко особенно во второй половине атдабанского времени (a^{kk} , a^{lm}) хиолиты были доминантной группой в сообществе с трилобитами и скелетной проблематикой. Очевидно, обстановки, в которых накапливались продукты деградации археоциатово-цианобактериальных лугов, были наиболее благоприятны для расселения хиолитов.

Сообщество трилобитов представлено семью сообществами второго порядка. Первое из них было или монотипным ($II^3_{т}$), или с участием какого-либо одно-

то дополнительного компонента: Π^3 тв, Π^3 тб, Π^3 тх (a^{pol} , a^{lm} , b^m). Сообщество трилобитов с исключительно большим количеством сопутствующих форм - Π^3 тбхф - характерно для конца атдабанского века (a^{lm}).

Сообщество икнофауны подразделялось на два - Π^5 и1 и Π^5 и2. Экологическая характеристика их давалась ранее. Первое из них практически характеризует все уровни - от a^{pol} до a^{lm} включительно, второе встречено однажды (a^{kk}). Иногда совместно с первым сообществом второго порядка отмечались брахиоподы и хиолиты (a^{lm}).

Сообщество губок единственное - Π^6 пбхэр; оно наблюдалось в середине и конце атдабанского века - a^{kk} , a^{lm} .

Беззамковые брахиоподы были исключительно частыми и составляли пять сообществ второго порядка: Π^8 б1, Π^8 б1т, Π^8 б1х, Π^8 б1тх, Π^8 б1хтч. Первое из них было монотипным. Монотипное сообщество Π^8 б1 (в детрите тхча) встречено в a^{kk-lm} , т.е. на протяжении второй половины атдабанского века. Остальные сообщества в своем составе имели дополнительные компоненты, чаще всего трилобиты или хиолиты, реже - ханцеллории, последние в зоне a^{lm} .

Сообщество брахиопод второго порядка было многокомпонентным: Π^8 б1хтч, Π^8 б1тх. Время существования этого сообщества - a^{pol-lm} .

Встречено сообщество, в котором доминантой были проблематичные раковинчатые организмы - *Chancelloria*: Π^9 чрбтпха (a^{kk-lm}).

III тип населения достаточно однообразен, однако встречен почти на всем протяжении рассматриваемого отрезка времени: от a^{pol} до начала b^m . Сообщество III^1 о, т.е. цианобактерий, образовавших онколиты или псевдооолиты, совершенно не отмечалось в центральной и внешней частях Атдабанского рифида. Очевидно, не было обстановки, которая благоприятствовала бы накоплению продуктов жизнедеятельности этих цианобактерий.

Трубочатые цианобактерии представлены тремя сообществами второго порядка. Первое ничем не отличалось от подобного монотипного сообщества, известного в рассмотренных ранее зонах - III^2 с, но встречается в разрезе более часто; при этом трубочатые цианобактерии значительно более обильны и в ряде случаев становились пороодообразователями. Все это указывает на обстановку уже за пределами центральных или внутренних частей рифида. Сообщество второго порядка (III^2 с) было известно на протяжении всего атдабанского века.

Следующее сообщество второго порядка имело в своем составе дополнительный элемент - III^2 сж, III^2 ст, III^2 сч/р/. Обращает на себя внимание тот факт, что дополнительные компоненты также часто были цианобактериевого происхождения (a^{pn-lm}).

Наконец, последнее сообщество второго порядка было многокомпонентным: III^2 с+n ($n = \text{бтрхф}$) (a^{kk}).

Сообщество III^3 н встречено один раз (b^m) как монотипное.

Обн. 8202, пос. Аччагый-Кыры-Таас

Правый берег р. Лены, среднее течение, правый борт руч. Аччагый-Кыры-Таас. Разрез ранее был описан неоднократно [Хоментовский, Репина,

1965, обн. 109; Розанов, Миссаржевский, 1966, обн. 2015; Бобров и др., 1968, обн. 34; Журавлева и др., 1969б, обн. 45; Путеводитель..., 1973, обн. 12 J. Комплексная литологическая и палеонтологическая характеристики разреза даются впервые, при этом авторы старались учесть данные ранее проведенных работ.

Описание разреза начинается в 3,2 м от уреза р. Лены. Послойная характеристика отложений дается снизу вверх по наслоению с указанием отметки кровли слоя (м) от основания разреза. Расчленение разреза приводится по данным авторов, составивших схему ярусного деления (Ярусное расчленение..., 1984 J (рис. 14).

Пестроцветная свита

ϵ_1 a^{pn} , a^{an} Пачка А.

Слой 1 - белый известняк ПЛЗ эпифитоновый, 1I²эра2, слагает калиптры диаметром 15-50 см, высотой 0,1 м. Между калиптрами известняк АЛЗ доломитистый, 2(10). Слой 1 = 1I²эра2-2.

Слой 2 - светло-зеленый известняк ПЛЗ-АЛЗ горизонтально-слоистый, с глинистыми пятнами по наслоению, с микрокомками, (1-2)/γ/.

Пачка Б.

Слой 3 - кирпично-красный известняк АЛЗ нечетко-плитчатый, с волнистой и мелкобугристой поверхностью наслоения, алевролитистый, с прослоем (2 см) белого известняка ПЛЗ мелкожелваковидного, с микрокомками (40%), с раковинами и псаммитовым детритом трилобитов, брахиопод (20%), спикулами губок, 2(1,15)II³т761/п/.

Слой 2, 3 = (1-2)/γ/-2II³т761/п/.

Слой 4 - зеленовато-белый известняк ПЛЗ-АЛЗ, с микрокомками (1-2)/γ/, 0,9 м со слабо выраженной плитчатостью (толщина плиток 2-5-12 см). Слоистость как в слое 3.

Слой 5 - кирпично-красный известняк АЛЗ тонкоплитчатый горизонтально-слоистый, с микрокомками (20%), раковинами брахиопод и псаммитовым детритом брахиопод, хиолитов и трилобитов (10%), скелетами ханцеллорий, микрокомками, обломками проаулопор, 2(1)II⁸б/тхчс/.

Слой 4, 5 = (1-2)/γ/-2II⁸б1/тхчс/.

Слой 6 - белый известняк ПЛЗ с горизонтальными полосками розовато-желтого и бурого цвета, горизонтально-слоистый, с раковинами брахиопод, детритом трилобитов, 1(2)II⁸б1/т/.

Слой 7 - пестроокрашенный известняк АЛЗ плоскожелваковидный (20%) за счёт известняка ПЛЗ, 2(1), волнисто-слоистый (облекания). Между желваками - заполнения известняком АЛЗ.

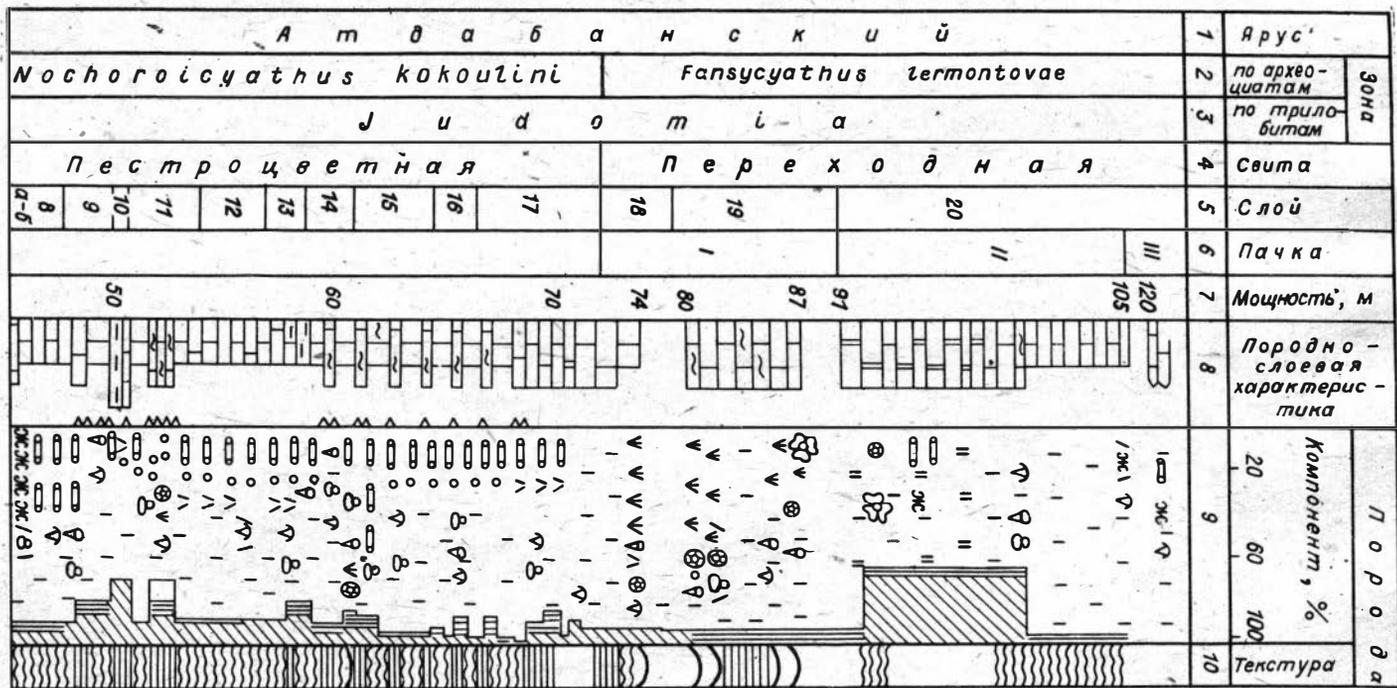
Слой 6, 7 = 1II⁸б1/т/-2.

Слой 8 - пестроокрашенный известняк ПЛЗ-АЛЗ волнисто-слоистый, с проаулопорами (20%) и детритом, раковинами трилобитов (20%), с микрокомками (10-15%), кальцитом псаммитовым (10%), единичными зернами глауконита: (1-2)(3)II⁸б1т7/спу/ и (1-2)III²с/т/. Стиллитовые швы. Слой 8 = (1-2)II⁸б1т7/спу/-(1-2)III²с/т/.

Слой 9 - красно-бурый известняк АЛЗ слабо алевроитоглинистый с желваками (20%) известняка ПЛЗ, с детритом (20%) брахиопод и хиолитов, 2/бх/.

Слой 10 - светло-серый известняк ПЛЗ, с пятнами известняка (20%), АЛЗ мелкожелваковидный, с раковинами брахиопод, трилобитов, с детритом, 1(2)II⁸б1т7/х/.

Слой 9, 10 = 2/бх/-1II⁸б1т7/х/.



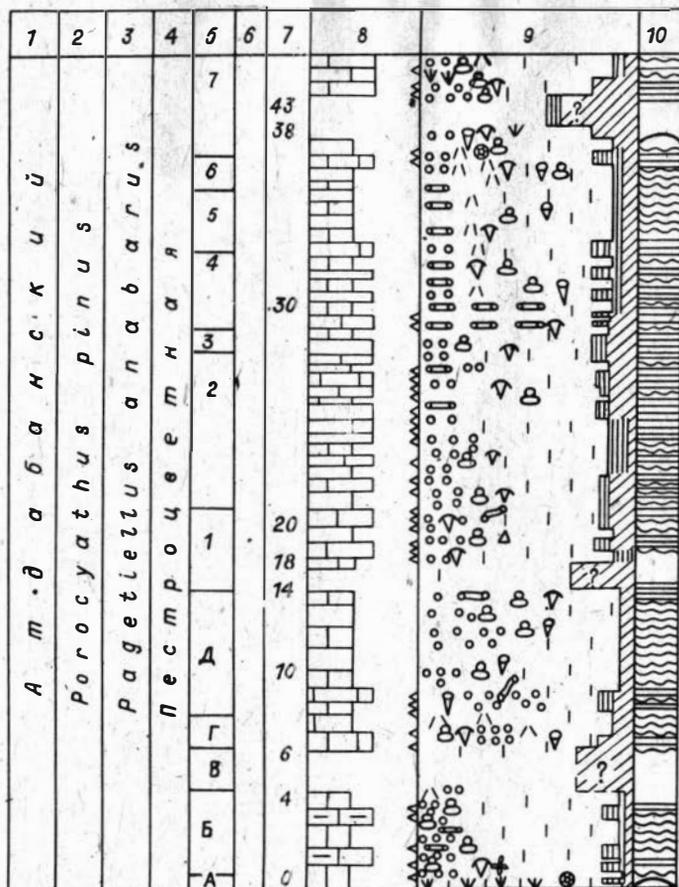


Рис. 14. Состав и строение нижнекембрийских отложений у руч. Аччагый-Кыры-Таас, обн. 8202. Биостратиграфическое расчленение по Г Ярусное расчленение..., 1984 J.

Усл. обозн. см. на рис. 9.

Пачка В. Слой 10₁.

Не обнажено 2 м, до 6,25, вероятно, 2-2?

Пачка Г.

Слой 11₁ - 0,15 м - серый известняк ПЛЗ с раковинами брахиопод и детритом, 1П⁸61/тх/; 0,8 м - красно-бурый известняк АЛЗ тонкоплитчатый волнисто-слоистый, 2; 0,4 м - известняк ПЛЗ-АЛЗ желваковидный, (1-2); 0,15 м - известняк АЛЗ, 2. Слой 11₁ = 1П⁸61/тх/-2; (1-2)-2.

Пачка Д.

Слой 11₂ - 0,15 м - известняк ПЛЗ, 1; 0,4 м - АЛЗ тонкоплитчатый, 2; 8,0 м - 0,25 м - кирпично-красный АЛЗ тонковолнисто- и горизонтально-слоистый, с ходами илоедов, 2П⁵и1?

Слой 11₂, 12 = 1-2; 1-2П⁵и1?.

Слой 13 - кирпично-красный известняк АЛЗ, с линзовидно-желваковидной текстурой, алевроглинистый, с детритом раковин брахиопод и хиолитов, 2/бх/.

Слой 14 - пятнисто-окрашенный известняк ПЛЗ-АЛЗ, с желваками (20%) ПЛЗ 9,05 м известняка, алевроглинистый, (1-2)(14,15).

Слои 13, 14 = 2/бх/(1-2).

Слой 15 - известняк белый, сверху желтовато-серый, затем такой же с розовыми пятнами несимметрично волнисто-слоистый, плитчатый ПЛЗ-АЛЗ. Остатки раковин трилобитов, хиолитов, брахиопод, трубочек проаулопоры, (1-2)П³тЗт7х161с. Слой 15 = (1-2)-(1-2)П³тЗт7х161с; (1-2)(1-2).

Пачка 1. Слой 15₁.

Не обнажено 4,5, до 18,25 м; вероятно, 2-2?

Слой 16 - 0,2 м - желтовато-серый известняк ПЛЗ микрокомковатый, 1/γ/; 19,7 м 0,15 м - фиолетово-коричневый ПЛЗ-АЛЗ слабо глинистый, доломитистый, с раковинами брахиопод и трилобитов, с псаммитовым детритом трилобитов (10%), (1-2)П³т761/т/; 0,1 м - алевролит, с детритом трилобитов и брахиопод, 15/тб/; 0,45 м - серый известняк ПЛЗ, с микрокомками (20%), 1 γ/; 0,1 м - буровато-коричневый известняк ПЛЗ-АЛЗ (1-2); 0,45 м - алевролит, с детритом трилобитов, 15/тб/. Слой 16 = 1/γ/(1-2)П³т761-15/тб/, два раза.

Слой 17 - белый массивный известняк ПЛЗ, сверху несимметрично волнисто-слоистый, с раковинами брахиопод и детритом, 1П⁸б1/γ//тф/.

Слой 18 - красно-коричневый известняк ПЛЗ-АЛЗ лизарвидно-мелкожелвако-видный, с раковинами трилобитов и брахиопод, (1-2)П³т761, сверху переходит в известняк АЛЗ алевроглинистый, с ходами илледов? 2П⁵ и 1? /б/.

Слои 17,18 = 1П⁸б1γ -(1-2)П³т761 - 2П⁵и1? /б/.

Пачка 2 соответствует слою XV /Хоментовский, Репина, 1965 /.

Слой 19 - белый, в середине светло-вишнево-серый известняк ПЛЗ, с микрокомками, 1(5 слоев), равномерно переслаивается с известняком (0,1 м), ПЛЗ-АЛЗ алевроглинистым. В нижней половине слоя отмечаются раковины трилобитов, по всему слою - брахиопод, иногда детрит, (1-2)П³тЗт761/сγ/ или (1-2)П⁸б1. Слой 19 = 1γ-(1-2)/тб/; 1γ-(1-2)П³тЗт761/сγ/; 1γ-(1-2)П³тЗт761; 1γ-(1-2)П⁸б1.

Слой 20₁ - 0,3 м - белый известняк ПЛЗ слабо доломитистый, с микрокомками (20%) слабо алевроитистый, с детритом (15%); 1(10); 1,5 м - кирпично-красный АЛЗ плитчатый слабо глинистый, с раковинами брахиопод, детритом хиолитов и брахиопод, 2П⁸б1/хб/. Слой 20₁ = 1/γ/ - 2П⁸б1/хб/.

Пачка 3.

Слой 20₂ - 0,35 м - белый известняк ПЛЗ, с раковинами трилобитов, 27,0 м 1П³т7/6/; 0,15 м - бурый АЛЗ, 2; 0,3 м - белый ПЛЗ, 1; 0,25 м - бурый АЛЗ, 2/д/; 0,25 м - светло-серый ПЛЗ, 1/сγд/.

Слой 20₂ = 1П³т7/6/-2; 1-2/д/-1/сγд/.

Пачка 4.

Слой 20₃ - 0,8 м - бурый известняк АЛЗ, с детритом, 2/д/; 0,3 м - светло-серый ПЛЗ, 1; 0,5 м - бурый АЛЗ, с детритом хиолитов, брахиопод, 2/бх/. Слой 20₃ = 2/д/-2-2/бх/.

Слой 21 - розовато-серый волнисто-слоистый известняк ПЛЗ, с проаулопорами, с раковинами и детритом брахиопод, трилобитов, 1Ш²сб1т7, переслаивается через 0,3 м с прослоями (0,1 м) известняка плитчатого АЛЗ алевроитистого, 2, по простиранию с археоциатами, брахиоподами и разнообразным детритом, 2П⁸б1а1/хчпф/. Слой 21 = 1Ш²сб1тЗт7-2П⁸б1а4/хчпф/; 1-2, три раза.

Слой 22₁ - известняк светло-серый (0,25; 0,45; 0,2; 0,45 м) ПЛЗ, с проаулопорами (~10%), микрокомками (20%), внизу с раковинами трилобитов и хиолитов, в кровле - брахиопод и детритом,

1П⁸61т3т7/сγ/, переслаивается прослоями бурого известняка АЛЗ алевроитоглинистого желваковидного слабо доломитистого 2(15, 10), мощностью 0,05; 0,8; 0,3 м. Слой 22₁ = 1П²х2т3т7/сγ/ - 2; 1/сγ/-2, два раза; 1/сγ/-2П⁸бд Пачка 5.

Слой 22₂ - переслаивание известняка светло-серого (0,75 и 0,85 м) ПЛЗ, с раковинами трилобитов, брахиопод, 1П⁸61т3т7, с известняком бурым АЛЗ алевроитоглинистым желваковидным, с раковинами брахиопод и хиолитов, 2П⁸61х1. Слой 22₂ = 1П⁸61т3т7/сγ/-2П⁸61; 1П⁸61т7/сγ/-2П⁸61х1.

Пачка 6.

Слой 23 - розовый и светло-серый известняк ПЛЗ, с проаулопорами (10%), с раковинами брахиопод, хиолитов и трилобитов, детритом археоциат, спикулами губок (10%), 1П⁸61х2т3т7/апфс/, сверху постепенно переходит в пестроокрашенный известняк ПЛЗ-АЛЗ слабо доломитистый, слабо алевроитистый, с детритом (10%), (1-2)/чпфс/, известняк АЛЗ с ПЛЗ желваками, детритом, 2/д/. Слой 23 = 1П⁸61х2т3т7/апфс/-(1-2)/чпфс/-2/д/.

Пачка 7.

Слой 24 - известняк биостромный волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ, с ренальцисом, эпифитомом, археоциатами, микрокомками, с раковинами трилобитов, хиолитов, брахиопод, спикулами губок, (1-2)П²аэт7/хбпγ/. Слабое окремнение. Слой 24 = (1-2)П²аэт7/хбпγ/ -(1-2).

Задреновано 5 м. Вероятно, переслаивание известняка ПЛЗ-АЛЗ с алевролитом, типа (1-2)-15? неоднократно(?)

Слой 25 - 0,25 м - известняк АЛЗ, с желваками ПЛЗ (20%), с раковинами брахиопод, хиолитов, трилобитов, детритом археоциат, 2П⁸61х2т7/аэ; 0,4 м - алевролит, 15; 0,7 м - известняк АЛЗ, с желваками-обломками эпифитона (30%), 2(1)/э/; 0,15 м - алевролит с раковинами брахиопод и хиолитов, с детритом раковин археоциат и трилобитов, 15П⁸61х2/та/; 1,0 м - известняк ПЛЗ-АЛЗ, с ренальцисом, эпифитомом, раковинами трилобитов, археоциат, брахиопод: (1-2)П³т761а4х2рэ. Слой 25 = 2П⁸61х2т7/а/-15; 2/э/-15П⁸61х2/та/; (1-2)рэ-(1-2)П³т761а4х2рэ.

€₁ а^{кк}, а^д.

Пачка 8 (2,7 м).

Слой 26 - известняк ПЛЗ, с проаулопорами (30%), округлыми комками гирванеллы и ренальциса (10%), с раковинами и детритом (15%) хиолитов, местами мелкожелваковидный, 1П³2сжх3/6/.

Вблизи кровли слоя - раковины трилобитов, 1П³т4/γ/. Поверхности наслоения волнистые и бугорчатые, толщина слоев 1-6-8 см и увеличивается к кровле. Послойные стилолитовые швы. Трещины местами заполнены перекристаллизованным кальцитом. Слой 26 = 1П³2сжх3/6/-1П³т4/γ/.

Пачка 9 (2 м).

Слой 27 - кирпично-красный известняк АЛЗ, с раковинами и детритом (10%) хиолитов, брахиопод, 2П²х3т361, переслаивается прослоями известняка ПЛЗ-АЛЗ, с микрокомками, 1γ. Слой 27 = 2П²х3т361 - 1/γ/, два раза.

Пачка 10 (1 м).

Слой 28 - красно-бурый алевролит тонкоплитчатый до листового, 15, с прослоем (0,25 м) известняка АЛЗ алевроитоглинистого; в 0,25 м от подошвы слоя, с раковинами трилобитов и хиолитов, 2П³т3х3.

Слой 28 = 15-2П³т3х3-15.

Пачки 11, 12

Слой 29₁ - 4,0 м - известняк плитчатый (4-8 см) ПЛЗ-АЛЗ мелкожелвако-видный, с обломками проаулопор и субтифлорий (20%), с детритом губок, брахиопод, (1-2)П²с/бпγ/, мощность слоев 0,5-0,25 м, чередуется со слоями известняка линзовидно- и четковиднослоистого и листоватого ПЛЗ-АЛЗ, с раковинами и детритом трилобитов, археоциат, брахиопод и хиолитов, (1-2)П³тЗ61хЗ4. Густая сеть послойных стилолитовых швов.

Слой 29₁ = (1-2)-(1-2); (1-2)П²с/бпγ/ - (1-2)П³тЗ61хЗ4/γ/; (1-2)-(1-2).

Слой 29₂ - известняк массивный ПЛЗ-АЛЗ (1-2), (0,8-1 м), чередуется с прослоями (0,15 м) известняка АЛЗ алевритистого, с раковинами и детритом (10%) трилобитов, обломками проаулопор (10%), 2П³тЗ/сγ/. Слой 29₂ = (1-2)-2П³тЗ/сγ/; (1-2)-2, два раза; (1-2)-2П³тЗ/сγ/.

Пачка 13 (1 м).

Слой 30 - желтовато-серый известняк ПЛЗ-АЛЗ (1-2) плитчатый, кверху АЛЗ 2(10), тонкоплитчатый до листоватого алевритоглинистый, доломитистый. В середине слоя - раковины трилобитов, по всему слою - раковины брахиопод, микрокомки, обломки проаулопор. Слой 30 = (1-2)П⁸61т7/сх/; -(1-2)П⁸61/сγ/; (1-2)П⁸61-(1-2); (1-2)-2.

Пачка 14.

Слой 31₁ - известняк ПЛЗ-АЛЗ массивный, со слабо выраженной асимметричной волнисто-бугорчатой поверхностью наслоения, подчеркиваемой послойными стилолитовыми швами. Отмечены эпифитон, ренальшис, раковины археоциат и брахиопод, разнообразный детрит (1-2)П²эра2/бх/ выше - известняк АЛЗ, с раковинами брахиопод и детритом, 2П⁸61/пчхс/, затем алевритоглинистые породы (14-15). Слой 31₁ = 1П²эра2/бхс/-2П⁸61/пчх/ (14-15).

Пачка 15.

Слой 31₂ - наблюдается пятикратное переслаивание известняка ПЛЗ-АЛЗ толстоплитчатого и асимметрично волнисто-слоистого, иногда с мелкобугорчатой поверхностью наслоения, с известняком АЛЗ вишнево-красным и алевритоглинистыми породами тонкоплитчатыми, (14-15)₃. Отмечаются редкие раковины трилобитов и брахиопод. Слой 31₂ = (1-2)П³т761 - 2/д/-(14-15); (1-2)-2-(14-15), неоднократно.

Пачка 16.

Слой 31₃ - известняк вишнево-красный и пятнистый ПЛЗ-АЛЗ, с раковинами брахиопод и разнообразным детритом, (1-2)П⁸61/тпчхс/, переслаивается с известняком АЛЗ, 2, и алевритоглинистыми породами того же цвета, (14-15). Слой 31₃ = 2П⁸61 - (14-15), неоднократно.

Пачка 17.

Слой 31₄ - известняк серый и коричневатосерый несимметрично волнисто-слоистый ПЛЗ-АЛЗ, (1-2), с раковинами трилобитов и брахиопод, переслаивается с известняком АЛЗ, 2, с раковинами трилобитов и брахиопод, и с алевритоглинистыми породами, (14-15), тонкогоризонтально-слоистыми до листоватых. Слой 31₄ = (1-2)П³тЗт761 - 2П⁸61-(14-15), неоднократно.

Переходная свита

ε₁^{lm} а. Пачка 18 (10 м). Первая пачка переходной свиты.

Слой 32 - розовато-зеленовато-серый известняк АЛЗ плитчатый, с проаулопорами (10%) и раковинами трилобитов, детритом (15%) хиолитов, 2(1)П³тЗт7/хс/. АЛЗ доломитистый, с микрокомками, 2(10)/γ/.

Слой 33 - известняк ПЛЗ, с желваками (10%) известняка ПЛЗ эпифитоново-72,7 м го, 1/э/.

Слои 32, 33 = $2\Pi^3 t3t7/xс/-2/\gamma/-1/\varepsilon/$,

Не обнажено до 76,7 м. По простирацию: известняки зеленовато-серые, реже красноватые, плитчатые, тонкослоистые сильно глинистые, с прослоями известняков серых толсто плитчатых слабо глинистых [Ярусное расчленение..., 1984, с. 60]. Вероятно, первые имеют структуру АЛЗ, вторые - ПЛЗ-АЛЗ.

Отмечаются хиолиты и проаулопоры: по всему интервалу. Схема наслоения: (1-2) $\Pi^2 x1/c\gamma/-2$, неоднократно.

Пачка 19.

Слой 34 - биостромный пласт, состоящий из биогермов изометричных, 1,1 м 82,0 м высотой и диаметром; известняк ПЛЗ-АЛЗ эпифитоновый алевритистый с микрокомками (20%), с обломками эпифитона (10%), доломитистый, (1-2)/э γ /; кверху переходит в известняк ПЛЗ-АЛЗ, с эпифитонами и археоциатами и детритом хиолитов, (1-2) Γ^2 эра2/х/. Слой 34 = (1-2)/э γ / - (1-2) Γ^2 эра2/х/.

Слой 35 - биостромный пласт, снизу 3,0-3,5 м - известняк ПЛЗ-АЛЗ тонко-87,3 м плитчатый четковидный желваковидный глинистоалевритистый, с раковинами хиолитов, (1-2) $\Pi^2 x2t4/6a\varepsilon\gamma/$, уходит кверху выступами - биостеллами, кверху известняк ПЛЗ, с детритом, с эпифитонами и археоциатами, $1\Gamma^2$ эра2/х/. Слой 35 = (1-2)-(1-2) $\Pi^2 x2b1/a\varepsilon\gamma/$ неоднократно; (1-2) $\Pi^2 x2b1/\varepsilon\gamma/-1\Gamma^2$ эра2/х/.

Пачка 20. Вторая пачка переходной свиты.

Не обнажено до 91,3 м. В осыпи известняк ПЛЗ-АЛЗ желваковидный, (1-2) и доломит АЛЗ желваковидный, 10. Ассоциация (1-2)-10(?), неоднократно. Слой 36 - доломит АЛЗ, 10(2); массивный волнисто-слоистый, с желваковидными прослоями известняка ПЛЗ, с ренальцисом в средней части $1\Gamma^2$ ра1а2, кверху пористый, слабо известковистый, 10(1,2), кверху переходит в известняк ПЛЗ-АЛЗ мелкожелваковидный, с ренальцисом, археоциатами, (1-2) Γ^2 ра2, затем в АЛЗ слабо доломитистый, с раковинами трилобитов, хиолитов, брахиопод, скелетных проблематик, 2(10) $\Pi^3 t7x2b1\phi/x/$.

Слой 36 = 10-1 Γ^2 ра2/ж/-2 $\Pi^3 t7x2b1\phi/\gamma/$, неоднократно.

Слой 37 - 0,4 м - зеленовато-серый тонкоплитчатый известняк АЛЗ глини-105,1 м стый, с раковинами хиолитов, брахиопод скелетных проблематик, с обломками трубочек *Proaulopora*, *girvanella*, 2 $\Gamma^2 x1x2b1/сж/$; 1,2 м - серый известняк ПЛЗ мелкожелваковидный, с микрокомками, 1/ γ /; 0,5 м - АЛЗ доломитистый, щебенчатый, 2(10); 1,85 м - ПЛЗ-АЛЗ с волнисто-фестончатыми поверхностями наслоения, с раковинами хиолитов, брахиопод, скелетных проблематик, (1-2) $\Pi^2 x1x2b1\phi/ж/$; 1,5 м - белый АЛЗ, с обрывками эпифитона (20%), 2/э/. Слой 37 = 2 $\Pi^2 x1x2b1/сж/-1/\gamma/$; 2-(1-2) $\Pi^2 x1x2b1\phi/ж/-2/\varepsilon/$.

Не обнажено до 120 м.

Е₁ b^m. Пачка 21. Третья пачка переходной свиты.

Слой 38 - серый известняк АЛЗ тонкоплитчатый и массивный (внизу), с об-121,0 м рывками *Epihyton* (15%), с детритом, глинистый, с раковинами трилобитов, хиолитов, скелетных проблематик, гастропод, 2 $\Pi^3 t3t7x2\phi/\varepsilon\gamma d/$. Выше (до 127 м) по [Ярусное расчленение..., 1984] отмечаются известняки с *Proaulopora*, *Batenevia* и *Girvanella*, (1-2) Π^2 сжт3т7, а также известняки с раковинами трилобитов, 2 $\Pi^3 t3t7$. Пачка 21 = 2 $\Pi^3 t3t7x2\phi/\varepsilon\gamma d/$ -(1-2) Π^2 сжт3т7-2 $\Pi^3 t3t7$.

Суммируем послыное описание (схема 6).

Приведенные послыное описание и схема 6 позволяют выявить следующие особенности состава и наслоения пород. Обращает на себя внимание однооб-

Схема 6

Наслоение пород и смена населения в разрезе Аччагый-Къыры-Таас

Возраст	Пачка	Слой	Ассоциация пород и население	
			реальная	идеализированная
1	2	3	4	5
Є ₁ ^{an} , a ^{an}	A	1	1Г ² эра2-2	1Г ² эра2-2
	B	2 - 3	(1-2)/γ/-2Π ³ т761/п/	(1-2) γ -2Π ⁸ 61т7/хчпγ/
		4 - 5	(1-2)/γ/-2Π ⁸ 61/тхчс γ/	
		6 - 7	1Π ⁸ 61/тγ/-2	
		8	(1-2)Π ⁸ 61т7/спγ/-(1-2)Ш ² с/т/	
		9 - 10	2/6х/-1Π ⁸ 61т7/х/	

€₁ a^{kk}, a)

4	20 ₃	2-2/6x/	2-2/6x/
	21	1III ² сб1т7т3-2II ⁸ б1а1/хчпф/ 1-2; три раза	1III ² сб1т7т3-2II ⁸ а1б1/хчпф/
	22 ₁	1II ² х2т7т3/сγ/-2; 1/сγ/-2; два раза 1/сγ/-2II ⁸ б1	1II ² х2т7т3/сγ/-2II ⁸ б1
5	22 ₂	1II ⁸ б1т7т3/сγ/-2II ⁸ б1; 1II ⁸ б1т7т3/сγ/-2II ⁸ б1х1	1II ⁸ б1т7т3/сγ/-2II ⁸ б1х1
6	23	1II ⁸ б1х2т7т3/апфс/-(1-2)/чпфс/-2/д/	1II ⁸ б1х2т7т3/апфс/-(1-2)/чпфс/-2/д/
7	24	(1-2)I ² а2эр/хбпγ/-(1-2)	(1-2)I ² а1эр/хбп/-(1-2)
	24 ¹	Не обнажено 5 м, вероятно, (1-2)-15(?); неоднократно	(1-2)-15(?)
	25	2II ⁸ б1х2т7/а/-15; 2/э/-15II ⁸ б1х2/та/ (1-2)/рэ/-(1-2)II ³ т7б1а4х1рэ	2II ⁸ б1х2т7-15 (1-2)/рэ/-(1-2)II ³ т7б1а4х2рэ
8	26	1III ² сжх3/б/-1II ³ т4/γ/	1III ² сжх3-1II ³ т4/γ/
9	27	2II ² х3б1т3-1/γ/; два раза	2II ² х3б1т3-1/γ/
10	28	15-2II ³ т3х3-15	15-2II ³ т3х3-15
11-12	29	(1-2)-(1-2), (1-2)III ² с/бпγ/-(1-2)II ³ т3б1х3а4/γ/;	(1-2)III ² с-(1-2)II ³ т3б1х3а4/γ/
		(1-2)-(1-2); (1-2)-2II ³ т3/сγ/	(1-2)/сγ/-(1-2)II ³ т3/сγ/
		(1-2)-2, два раза; (1-2)-2II ³ т3/сγ/	(1-2)-2II ³ т3/сγ/
13	30	(1-2)II ⁸ б1т7/хсγ/-(1-2)II ⁸ б1/сγ/ (1-2)II ⁸ б1-(1-2); (1-2)-2	(1-2)II ⁸ б1т7/хсγ/ (1-2)II ⁸ б1/сγ/ (1-2)-2
14	31 ₁	1I ² эра2/бхс/-2II ⁸ б1/пчс/-(14-15)	1I ² эра2-2II ⁸ б1/пчс/-(14-15)
15	31 ₂	(1-2)II ³ т7б1-2/д/-(14-15); (1-2)-2- (14-15); неоднократно	

Окончание схемы 6

1	2	3	4	5
$\epsilon_1^{a^{kk}, a^j}$	16	31 ₃	(1-2) Π^8 61-2-(14-15); неоднократно	(1-2) Π^8 61-2-(14-15)
	17	31 ₄	(1-2) Π^3 т7т361-2 Π^8 61-(14-15); неоднократно	(1-2) Π^3 т761-2 Π^8 61-(14-15)
$\epsilon_1^{a^{lm}}$	18	32-33	2 Π^3 т7т3/хс/-2/у/-1/э/	2 Π^3 т7т3-(1-2)/уэ/
		33 ¹	(1-2) Π^2 х1/сг/-2(?); неоднократно	(1-2) Π^2 х1/сг/-2(?)
	19	34	(1-2)/эг/- (1-2) Γ^2 эра2/х/	(1-2) Γ^2 эра2-(1-2) Π^2 х161
		35	(1-2)-(1-2) Π^2 х261/аэг/; неоднократно	
			(1-2) Π^2 х261/эг/-1 Γ^2 эра2/х/	
	20	35 ¹	Не обнажено 4 м, вероятно (1-2)-10(?); неоднократно	(1-2)-10(?)
		36	10-1 Γ^2 ра2/ж/-2 Π^3 т7х261ф/г/; неоднократно	1 Γ^2 ра1а2/ж/-2 Π^3 т7х261ф/г/
37		2 Π^2 х1х261/сж/-1/г/; 2-(1-2) Π^2 х1х261ф/ж/-2/э/	(1-2) Π^2 х1х261/сж/- (1-2)/уэ/	
20 ¹	37 ¹	Не обнажено 15 м, вероятно, 2-2(?)	2-2(?)	
$\epsilon_1^{b^m}$	21	38	2 Π^3 т7т3х2фг/эгд/-(1-2) Π^2 сжт7т32 Π^3 т4	(1-2) Π^2 сжт7т3-2 Π^3 т7т3х2фг/эгд/

164

Примечание. Возраст и номер пачки дан по Г Ярусное расчленение..., 1984 г., номера слов - по данным авторов.

разный состав пород в разрезе: преобладают известняки переходной разновидности ПЛЗ-АЛЗ и АЛЗ, им уступает известняк ПЛЗ, изредка отмечаются алевролит и доломитовые породы. Некоторое разнообразие в строении отложений вносят наборы породных ассоциаций. Различаются два типа наборов, как и в расположенных западнее разрезах: с разными и однотипными породными ассоциациями; первые создают набор с направленным строением, вторые - с однородным. Направленность в строении набора в рассматриваемом разрезе обычно выявляется по смене ассоциации ПЛЗ-АЛЗ и ПЛЗ известняков, (1-2)-(1-2) или 1-(1-2), ассоциацией АЛЗ известняков, 2-2, или известняков - доломитов, (1-2)-10 (см. слои 8-10; 15; 20₂, 20₃; 24; 25 и т.п.). В разрезе отмечаются участки как с последовательной сменой наборов с направленным и однородным строением, так и с повторяющимися наборами только с направленным или только с однородным строением.

Так, в части разреза, относимой к зоне a^{pn} , a^{an} , наблюдается правильная смена наборов с направленным и однородным строением. В отложениях зоны a^{kk} , a^j преобладают наборы породных ассоциаций с направленной сменой состава в нижней и с однородным строением - в верхней половинах. Отложения зоны a^{lm} имеют картину распределения двух типов наборов, противоположную той, что отмечена для зоны a^{kk} : в нижней части устанавливается набор с однородным строением (см. слои 32-33), в верхней (большей) - наборы породных ассоциаций с направленным строением.

Характерно, что наборы породных ассоциаций с направленным изменением состава имеют неполную обнаженность в разрезе.

Петрографический состав отложений

Рассмотрим интервалы разреза, отвечающие зонам (см. рис. 14), в объеме которых выделяются биостратиграфические горизонты. Описание дается на уровне типов и переходных разновидностей пород снизу вверх по наслоению.

Первый биостратиграфический горизонт, отвечающий зонам a^{pn} , a^{an} (слои 1-25, интервал 0-45,2 м), содержит в своем составе известняки АЛЗ, 2, которые пользуются самой большой частотой встречаемости; известняки ПЛЗ, 1 и ПЛЗ-АЛЗ, (1-2), а также редкие прослои алевролитов (15). Для этого горизонта устанавливается последовательная смена 25 наборов породных ассоциаций (табл. 16): 1-2 → (1-2)-2; (1-2)-2 → 1-2; (1-2)-(1-2) → 2-1; 2-2 → 2-2, два раза (?); 1-2 → (1-2)-2; 1-2 → 1-2; 2-(1-2) → (1-2)-(1-2); (1-2)-(1-2) → 2-2(?); 2-2 → 2-2(?); 1-(1-2)-15 → 1-(1-2)-15; 1-(1-2) → 2-1; (1-2)-1 → (1-2)-1; два раза; 2-1 → 2-1; 2-1 → 2-2; 2-1 → 2-1; пять раз; 2-1 → (1-2)-2; (1-2)-(1-2) → (1-2)-15(?); (1-2)-15 → (1-2)-15(?); 2-15 → 2-15. Схема состава горизонта: 1-2 → (1-2)-2. Неоднократно повторяющиеся однотипные наборы породных ассоциаций соответствуют указанным выше участкам разреза с однородным строением. АЛЗ известняки в составе отложений связаны в основном с пережвом продуктов деградации цианобактериальных известняков. Образование переходных разновидностей ПЛЗ-АЛЗ известняков обусловлено преимущественно процессами перекристаллизации.

Второй биостратиграфический горизонт, соответствующий интервалу зоны *Nochorocyathus kokoulini*, *Judomia* (45,2-69,7 м, слои 26-31₄), характеризуется повышенной частотой встречаемости переходной разновидности известняка ПЛЗ-АЛЗ, (1-2) (см. схему 6, рис. 14, табл. 16) и АЛЗ (2). Реже встречается известняк ПЛЗ, 1 и терригенные глинистоалевритовые породы,

Таблица 16.

Биостратиграфические и петрографические горизонты в разрезе Ачкагый-Кыры-Таас

Биостратиграфический горизонт		Набор породных ассоциаций					Всего	Петрографический горизонт	
№	Название	из породы одного типа	двучленный		трехчленный			Состав пород	№
			а	б	а	б			
III	Fansycyathus lermontovae, Judomia	>3	>4	>3	-	-	>10	2:(1-2):1:10= = 2:2:1:1 (1-2)-2→(1-2)- -10→1-2-2?	III
II	Nochoroicyathus kokoulini, Judomia	6	7	9	-	1	23	(1-2):2:(15- -14):1=2:2:1:0,5* 15-(1-2)-2→ →(1-2)-2-(14-15) (1-2)-2→(1-2)- -2-(14-15)	Б А
I	Porocyathus pinus, Pageiellus anabarus	3	5	16	-	1	25	1:2:(1-2):15= = 1:2:1:0,2* 1-2→(1-2)-2	I

Примечание. а - полноразвитый; б - с одной или вырожденной ассоциацией. Звездочкой отмечены породы, доля которых не превышает 0,5; такие породы в схеме наложения не учитываются.

(14-15). Соотношение этих пород в разрезе (по частоте встречаемости) описывается формулой 2:2:1:0,5 соответственно. Для данного горизонта установлена последовательная смена 13 наборов породных ассоциаций: 1-1→2-1; 2-1→15-2-15; (1-2)-(1-2)→(1-2)-(1-2); (1-2)-(1-2)→(1-2)-2; (1-2)-2→(1-2)-2; (1-2)-2→(1-2)-(1-2); (1-2)-(1-2)→(1-2)-2; 1-2-(14-15)→1-2-(14-15), шесть раз. Обращают на себя внимание последние шесть наборов, характеризующие интервал разреза с однотипным строением. Схема наложения следующая: (1-2)-2→(1-2)-2-(14-15) (см. табл. 16; подгоризонт ПА

В составе остальных наборов ведущую роль играет переходная разновидность ПЛЗ-АЛЗ известняка, что свидетельствует о большой роли процессов деградации и перекристаллизации цианобактериальных образований.

Третий биостратиграфический горизонт, соответствующий интервалу зоны Fansycyathus lermontovae, Judomia (69,7-120 м, слои 32-37¹), очень плохо обнажен (почти половина интервала), поэтому характеристика горизонта является в некоторой степени условной. В разрезе горизонта, наряду с АЛЗ, 2, и ПЛЗ-АЛЗ, (1-2), известняками, которые широко распространены в двух нижележащих биостратиграфических горизонтах, отмечаются АЛЗ доломиты, 10; возможно, они преобладают в обнаженной части разреза. Для горизонта установлена последовательная смена более 10 наборов породных ассоциаций: 2-2→

→1-(1-2)(?); 2-(1-2)→2-(1-2)(?), неоднократно; (1-2)-(1-2)→(1-2)-(1-2), два раза; (1-2)-1→(1-2)-10, неоднократно; 10-1→2-10; 1-2→10-1; 2-10→1-2; 2-1→2-2; 2-2→2-2, неоднократно.

Сравнивая составы биостратиграфических горизонтов, можно заметить, что граница двух нижних проходит в петрографически однородной зоне (пачки 7 и 8), поэтому для выделения петрографически однородных частей разреза пачки 7 и 8 необходимо объединить. Поскольку в нижней пачке 7 присутствуют породы, более характерные для зон a^{kk} , a^j , а не a^{pn} , a^{an} , постольку целесообразно включить пачку 7 во второй петрографический горизонт, тогда получим симметричное распределение терригенного материала в петрографическом подгоризонте ПБ (см. табл. 16): 15-(1-2)-2→(1-2)-2-(14-15). Третий петрографический горизонт соответствует третьему биостратиграфическому, поэтому можно говорить о важной роли смены обстановок осадконакопления на границе данных биостратиграфических горизонтов.

Сообщества организмов и фации

В разрезе Аччагыль-Кыры-Таас, принадлежащем зоне I Атдабанского рифоида, обнаруживаются комплексы окаменелостей, представлявшие все три типа населения.

I тип населения не был ни широко распространенным, ни разнообразным, он представлен тремя сообществами второго порядка: эра, аэр, ра. Первое сообщество $\Gamma^2_{pa2/n/}$, где $n = б, х, п, с$, появилось в отложениях неоднократно, от начала зоны P. pinus (бачыкский биостром) и до конца зоны F. lermontovae; в последней проявилось также сообщество Γ^2_{pa2} . Археоциатово-цианобактериевые дуга, в случае их развития, распространялись в отдельные моменты (a^{pn} , пачка 7) на громадные площади, до нескольких десятков километров. Они-то и служили в такие моменты фронтом рифоида [Журавлева, 1972]. Археоциаты, как и во всех биостромах, играли роль каркаслобов, а не каркасостроителей.

II тип населения оказывается наиболее разнообразным, поскольку зона I Атдабанского рифоида была наиболее близкой к открытой части бассейна, т.е. наиболее мористой. Установлены три сообщества первого порядка.

Сообщество хиолитов в своем составе имело четыре сообщества второго типа: монотипное Π^2_x (зона a^{lm}); хиолитов и трилобитов Π^2_{xt} , (зона a^{pn}), хиолитов и брахиопод Π^2_{xb1} (зоны Judomia, a^{kk} , a^{lm}); хиолитов, брахиопод и скелетных проблематик $\Pi^2_{xb1ф}$, (зоны Judomia, $a^{lm'}$), Условия обитания всех четырех сообществ хиолитов были близкими (илистое дно, относительно большие глубины, слабая гидродинамика), поэтому, видимо, родовой состав хиолитов меняется незначительно от сообщества к сообществу, хотя возрастные (зональные) отличия выражены четко.

Шесть сообществ второго типа насчитывало сообщество трилобитов: т, тб, тхб1, тб1а4хрэ, тх, тхб1фг. Первое из них монотипное (a^{pn} ; a^j ; a^{kk}). В зонах a^{pn} , a^{an} встречены сообщества трилобитов второго порядка с брахиоподами и хиолитами; в зонах a^j , a^{kk} - второго порядка с хиолитами, а также брахиоподами, хиолитами и археоциатами, в зонах a^j , a^{lm} - сообщество трилобитов с хиолитами, брахиоподами и скелетными проблематиками. Кроме того, трилобиты входят в состав сообществ второго порядка. Из них наиболее характерны сообщества, в которых доминантными группами являются брахиоподы, особенно в зоне a^{pn} . В отложениях ботомского яруса, а также верхней

половине атдабанского являются два экотипа трилобитов: один характерен для твердого грунта (т4), другой (т7) – для рыхлого [Репина, 1982]. В отложениях нижней половины атдабанского яруса преобладает экотип рыхлого грунта.

Выявлено пять сообществ второго порядка брахиопод: б1, б1т1, б1а4, б1х, б1хт1. В полном составе они отмечены в отложениях зоны a^{pn} ; менее разнообразны (б, бт) сообщества брахиопод во время a^j , a^{kk} . В вышележащих отложениях сообщества с доминантными формами брахиопод не установлены; брахиоподы отмечены как дополнительные группы в сообществах хиолитов, реже – трилобитов.

III тип населения характеризовался малым разнообразием; он был представлен одним сообществом первого порядка, III²с, в составе трех сообществ второго порядка: с, сжх, сб1т1. Первое было монотипным, III²с (a^{kk}), расселялось с сообществами населения второго типа с чередованием во времени. Сообщества второго порядка III²сжх и II²сбт (a^{pn} , a^{kk} , b^m) также чередовались во времени с сообществами второго порядка второго типа населения, в которых присутствовали брахиоподы. При этом трубчатых цианобактерий было не так много.

Несмотря на разнообразие состава населения, особенно сообществ второго порядка, условия существования для организмов оставались достаточно близкими – мористая часть самой внешней зоны Атдабанского рифоида, отличающаяся повышенными глубинами и рыхлым илистым дном, особенно в первой половине атдабанского века.

Как видно, ни в одном из сообществ всех трех типов населения не встречены конусовидные раковинчатые проблематики, *Aulophycus*, ходы илоедов. Видимо, специфическая типично морская обстановка не благоприятствовала развитию многих групп организмов раннего кембрия.

Разрез по скв. 4 у пос. Батамай

Приведенная схема наслоения (схема 7), а также характеристика отложений, данная М.А. Минаевой [Журавлева и др., 1983а], позволяют отметить следующие особенности их состава и строения. Отложения, отвечающие зоне $\epsilon_1 a^{an}$ (пачка XI и нижняя половина пачки X, рис. 15, схема 7), представлены практически породами одного типа, известняком АЛЗ, поэтому состав первого петрографического горизонта можно изобразить формулой 2-2. Нижняя часть отложений, соответствующих зоне $\epsilon_1 a^j$, в составе верхней половины пачки X и самого основания пачки IX, имеет тот же состав пород и может быть включена в состав того же петрографического горизонта. Далее вверх по наслоению, в составе пачек IX-VIII, появляются цианобактериевые тафостромные образования, относящиеся по структурно-минералогическим особенностям к переходным разновидностям известняка ПЛЗ-АЛЗ. Они переслаиваются с известняками АЛЗ, количественно резко преобладающими над первыми, (1-2):2 = 1:4. Формула наслоения этих пород во втором петрографическом горизонте следующая: 2-2-2-(1-2)-2-2; она отражает равномерное распределение переходной разновидности известняков среди известняков АЛЗ. В отложениях пачки VII, соответствующей верхней части зоны $\epsilon_1 a^{lm}$, отмечаются два типа пород: известняк АЛЗ, доломит АЛЗ. Вдвое преобладают первые, что отражено в соотношении пород 2:10 = 2:1 и в формуле 10-2-2 → 2-2-10, соответствующей третьему петрографическому горизонту.

Схема 7

Население пород и население в отложениях, вскрытых скв. 4

Возраст, свита	Пачка	Глубина, м	Породная ассоциация и население	
			реальная	идеализированная
1	2	3	4	5
Є ₁ ^{an}	XI	158	2II ⁸ 62-2II ⁸ 62рчс; 2-2 2II ³ т7-2II ⁸ 62; 2-2 2II ⁸ 62-2II ² х кфч 2II ³ т762-2II ⁸ 62; 2II ⁸ 62-2II ⁸ 62; два раза 2II ³ т7-2II ³ т7; неоднократно	2II ⁸ 62-2II ⁸ 62рчс 2II ³ т7-2II ⁸ 62 2II ² х3кфч-2II ⁸ 62 2II ³ т7-2II ³ т7
		140,9		
Пестроцветная	X	128	2II ³ т7т362-2II ¹ а4р (1-2)III ² с-2II ⁸ т7т3; 2II ³ т7т3-2II ¹ а4ст7т3; 2II ³ т7т3-2II ³ т7ст3 2II ³ т7т3-2II ³ т7т3 2II ³ т7т3-2II ¹ а4р 2II ³ т7т3-2II ³ т7т3; два раза 2II ³ т7т3-2II ¹ а4р;	2II ³ т7т362-2II ¹ а4р 2II ³ т7т3-2II ³ т7т3
				2II ¹ а4р-2II ³ т7 2II ⁸ 62/тхчг/-2II ² х3 2II ³ т7-2II ³ т7 2II ¹ а4-2II ³ т7; 2II ³ т7-2II ³ т7
aj			2II ³ т7-2II ³ т7; два раза 2II ⁸ 62/хчтг/-2II ² х3; 2II ³ т7-2II ³ т7 2II ¹ а4-2II ³ т7; 2II ³ т7-2II ³ т7; два раза	2II ⁸ 62/тхчг/-2II ² х3 2II ³ т7-2II ³ т7 2II ¹ а4-2II ³ т7; 2II ³ т7-2II ³ т7

Окончание схемы 7

1	2	3	4	5
a ^j	X	121,7	$2\Pi^3 \tau 7 c \gamma - 2\Pi^3 \tau 7 6 2 x 3 п$; $2\Pi^3 \tau 7 - 2\Pi^3 \tau 7 / x 6 ч /$ $2\Pi^3 \tau 7 - 2\Pi^3 \tau 7 / x 6 ч /$	$2\Pi^3 \tau 7 c \gamma - 2\Pi^3 \tau 7 6 2 x 3 п$ $2\Pi^3 \tau 7 - 2\Pi^3 \tau 7 / x 6 ч /$
	IX	105	$2\Pi^3 \tau 7 \tau 3 - 2\Pi^3 \tau 7 \tau 3$; два раза; $2\Pi^8 6 2 x 3 \tau 7 \tau 3 пс - 2\Pi^3 \tau 7 \tau 3$ $(1-2) III^2 с п / 6 х т / - 2\Pi^3 \tau 7 \tau 3$; $2\Pi^3 \tau 7 \tau 3 - 2\Pi^3 \tau 7 \tau 3$ $(1-2) III^2 с / \tau \gamma / - 2\Pi^3 \tau 7 \tau 3$; $2\Pi^3 \tau 7 \tau 3 - 2\Pi^3 \tau 7 \tau 3$ $(1-2) III^2 с \tau 7 \tau 3 6 2 - 2\Pi^3 \tau 7 \tau 3$ $2\Pi^3 \tau 7 \tau 3 6 2 x 3 ч \gamma - (1-2) III^2 с \tau 7 6 3 \tau 3$ $2\Pi^8 6 2 / д / - (1-2) III^2 с 6 2 \tau 7 \tau 3$; $2\Pi^8 6 3 - 2\Pi^5 и 1$ $2\Pi^3 \tau 7 \tau 3 - 2\Pi^3 \tau 7 6 2 x 3 и 1 \tau 3$; $2\Pi^3 \tau 7 \tau 3 \gamma / x 6 п \gamma / - 2\Pi^8 6 2 \tau 7 \tau 3$ $2\Pi^3 \tau 7 \tau 3 - 2\Pi^3 \tau 7 \tau 3$; $2\Pi^2 x 3 \tau 7 \tau 3 6 2 / п \gamma / - 2\Pi^5 и 1 \tau 7 \tau 3 \phi 6 2$	$(1-2) III^2 с п / 6 х т / - 2\Pi^3 \tau 7$; $2\Pi^3 \tau 7 - 2\Pi^3 \tau 7$ $(1-2) III^2 с \tau 7 \tau 3 6 2 - 2\Pi^3 \tau 7 \tau 3$ $2\Pi^8 6 2 / д / - (1-2) III^2 с 6 2 \tau 7 \tau 3$ $2\Pi^8 6 2 - 2\Pi^5 и 1$ $2\Pi^3 \tau 7 \tau 3 - 2\Pi^3 \tau 7 \tau 3 6 2 x 3 и 1$
a ^{lm}	VIII	95	$2\Pi^3 \tau 7 \tau 3 - 2 / \tau /$; два раза; $1 III^2 с \tau 7 \tau 3 6 2 ч - 2\Pi^3 \tau 7 ч 6 2 ф с$ $2\Pi^3 \tau 7 / 6 с / - 2\Pi^3 \tau 7 x 3 6 3 с$; $(1-2) \gamma / 6 т п / - (1-2) \gamma$	$1 III^2 с \tau 7 \tau 3 6 2 ч - 2\Pi^3 \tau 7 ч 6 2 ф с$ $(1-2) \gamma / д / - (1-2) \gamma$
	VII	85	10-10 $2 III^2 с - 2\Pi^3 \tau 7 \tau 3 / т 6 х п /$ $2\Pi^3 \tau 7 \tau 3 п - 2\Pi^5 и 1$; $2\Pi^3 \tau 7 \tau 3 6 3 пс - 2\Pi^5 и 1 / т 6 п \gamma /$ $2\Pi^3 \tau 7 \tau 3 6 2 ф x 3 п - 2\Pi^3 \tau 7 \tau 3 6 2 ч ф$ $(1-2) \gamma - 10$; 10-10	10-10 $2 III^2 с - 2\Pi^3 \tau 7 \tau 3 / т 6 х п /$ $2\Pi^3 \tau 7 \tau 3 п - 2\Pi^5 и 1$ $2\Pi^3 \tau 7 \tau 3 6 2 ф x 3 п - 2\Pi^3 \tau 7 \tau 3 6 2 ч ф$ 10-10
b ^m			$10 - 2\Pi^3 \tau 7 \tau 3 т 4 / п /$; $2\Pi^3 \tau 7 \tau 3 - (1-2) / т 6 \gamma /$	$10 - 2\Pi^3 \tau 7 т 4 / п / - (1-2) / т 6 \gamma /$

b_{gur}^{as} , b_{as} Синская	VI	76,3	$(2-3)II \tau 7 \tau 3 - (2-10)$ $10-10$ $2II^3 \tau 7 \tau 3 62 - 2II^3 \tau 7 \tau 3$ $10-10$ $2II^3 \tau 7 \tau 3 - 2II^8 62$	$10-10$ $2II^3 \tau 7 \tau 3 - 2II^8 62$
	V	67,8	$2II^2 x 3 \tau 7 \tau 3 62 - 2II^2 x 3 \tau 7 \tau 3$; $2II^3 \tau 7 \tau 3 62 - 2II^8 62$ $2II^8 62 - 2II^8 62$; три раза; $2II^8 62 - 2II^3 \tau 7 \tau 3$	$2II^2 x 3 \tau 3 \tau 7 62 - 2II^2 x 3 \tau 3 \tau 7$ $2II^2 62 - 2II^3 \tau 7 \tau 3$
	IV	59,5	$2II^8 62 - 2II^8 62 \tau 7 \tau 3$; $2II^8 62 - 2II^8 62$ $2II^8 62 - 2II^8 62 \tau 7 \tau 3$; $2II^3 \tau 7 \tau 3 - 2II^8 62$ $2II^3 \tau 7 \tau 3 62 \text{ пфхи } 1 \text{ ч} - 2II^3 \tau 7 \tau 3$	$2II^8 62 - 2II^8 62 \tau 7 \tau 3$ $2II^3 \tau 7 \tau 3 62 \text{ пфхи } 1 \text{ ч} - 2II^3 \tau 7 \tau 3$
	III	47,5	$(1-2)II^6 \text{ п/т } \gamma / - (1-2)II^3 \tau$ $(1-2)II^3 \tau \gamma - 2II^3 \tau \gamma$; неоднократно	$(1-2)II^6 \text{ п/т } \gamma / - (1-2)II^3 \tau$ $(1-2)II^3 \tau \gamma - (1-2)II^3 \tau \gamma$

Примечание. Описание разреза см. [Ярусное расчленение..., 1984].

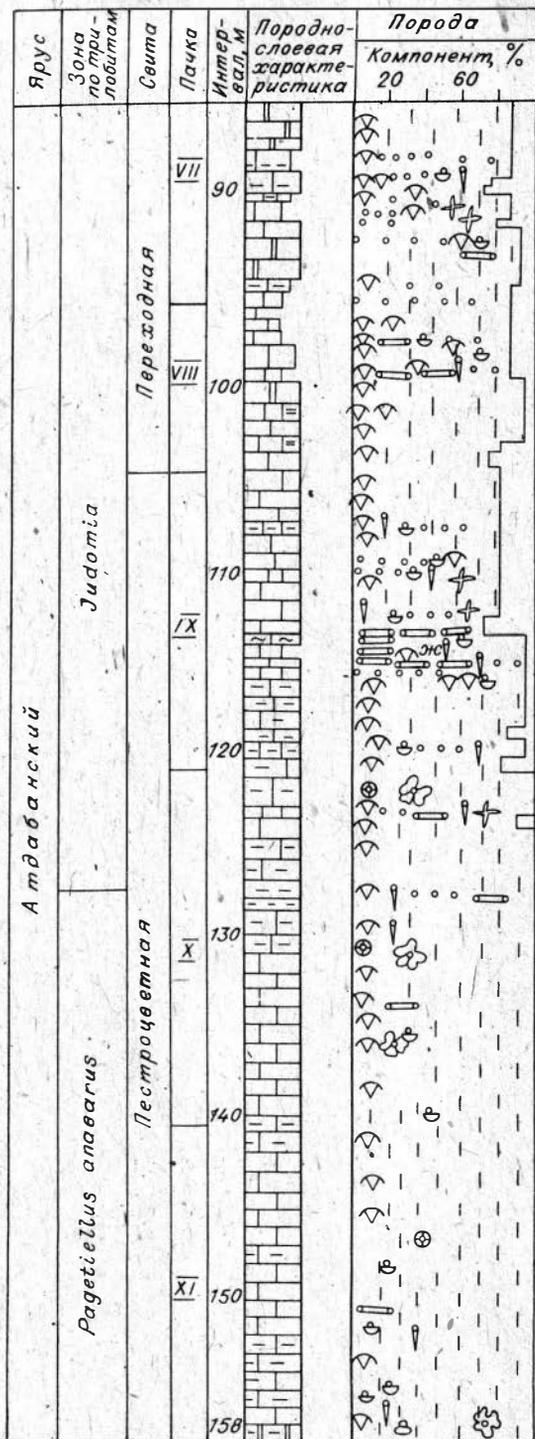


Рис. 15. Состав и строение нижнекембрийских отложений у пос. Батамай, скв. 4. Биостратиграфическое расчленение по [Ярусное расчленение..., 1984].

Усл. обозн. см. на рис. 9.

Обсуждение результатов

Нами был довольно детально рассмотрен породный состав отложений, смена пород в разрезе, распределение остатков организмов; отмечались основные генетические типы пород, обстановок их образования, процессов изменения. Обобщенные характеристики основных экотипов организмов и анализ обстановок будут рассмотрены в разделе 4.1. Здесь же мы кратко суммируем данные о петрографических горизонтах. Как было отмечено в характеристиках обнажений, первичными для морской области являются цианобактериальные известняки ПЛЗ, вторичными продуктами их деградации, перемыва и перекристаллизации - известняки ПЛЗ-АЛЗ и АЛЗ, продукты доломитизации - разнообразные переходные разновидности известняк - доломит и доломит. В барьерной зоне (см. раздел 4.2) первичными были оолитовые и псевдооолитовые цианобактериальные известняки, а также, очевидно, ПЛЗ и ПЛЗ-АЛЗ известняки, перекристаллизованные и замещенные в последствии доломитом. В отложениях на р. Лене первичные цианобактериальные известняки сохранились только в отдельных частях разрезов (Журинский мыс, Бачык и др.). То же можно сказать о первичном кальцитовом составе оолитов и псевдооолитов. Наиболее полно, вплоть до образования ПСК разновидностей, перекристаллизованные карбонаты в отложениях морского типа обнаруживают реликты первичного кальция как в барьерной зоне подобных разновидностей подверглись практически полной доломитизации (рис. 16).

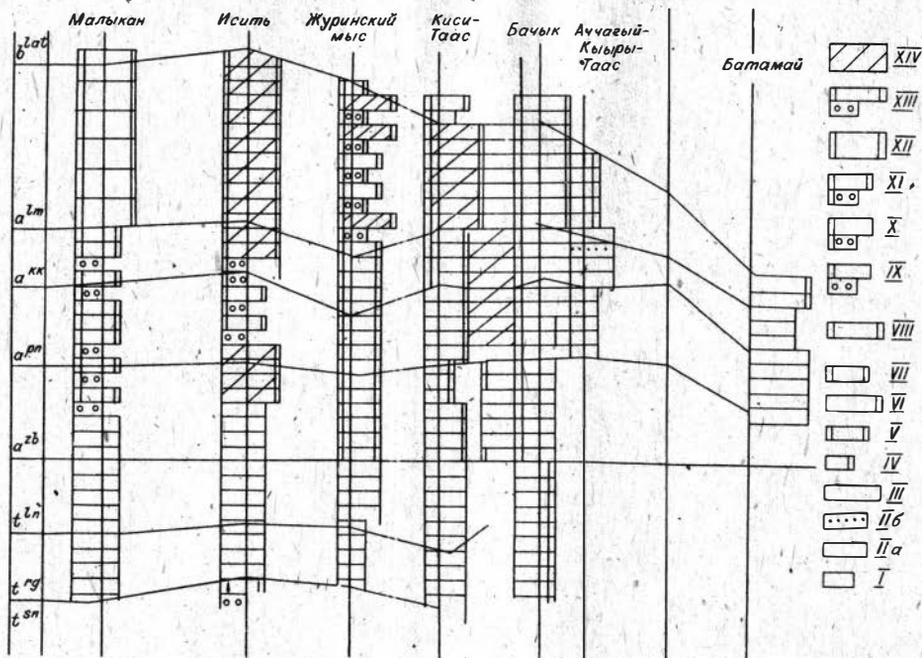


Рис. 16. Петрографический состав нижнекембрийских отложений на р. Лене. Составила И.В. Николаева.

I – XIV – петрографические горизонты, представляющие собой переслаивание следующих пород: I – известняков ПЛЗ, АЛЗ–ПЛЗ и АЛЗ, 1–(1–2)–2; IIa – известняков ПЛЗ–АЛЗ и АЛЗ, (1–2)–2; IIб – известняков ПЛЗ–АЛЗ, АЛЗ и переходной разновидности алевроит – глина, (1–2)–2–(14–15); III – известняков АЛЗ, 2–2; IV – известняков ПЛЗ, ПЛЗ–АЛЗ, АЛЗ, переходной разновидности известняк ПЛЗ–АЛЗ – доломит АЛЗ; иногда доломита АЛЗ, 1–(1–2)–(1–2–10) или 1–2–(1–2)–10; V – известняка ПЛЗ–АЛЗ, АЛЗ, известняка ПЛЗ–АЛЗ – доломита АЛЗ, доломита АЛЗ (1–2)–2–(2–10)–10; VI – известняка АЛЗ, доломита АЛЗ, доломит АЛЗ–ПСК, доломит АЛЗ, (1–2–10)–(10–11)–10; VII – переходных разновидностей известняк ПЛЗ–АЛЗ – доломит АЛЗ, доломит АЛЗ–ПСК, доломит АЛЗ, доломит ПСК, (1–2–10)–(10–11)–11–10; VIII – переходных разновидностей известняк ПЛЗ–АЛЗ – доломит АЛЗ, доломит АЛЗ–ПСК, доломит АЛЗ, доломит ПСК, (1–2–10)–(10–11)–11–10; IX – известняка оолито-оолитового, доломита АЛЗ–ПСК, доломита АЛЗ, (4–5)–(10–11)–10; X – доломита оолитового, доломита ПСК, 12–11; XI – доломита оолитового, доломита АЛЗ–ПСК; доломита АЛЗ, 12–(10–11)–10; XII – доломита АЛЗ, 10–10; XIII – известняка оолито-сфероолитового, доломита оолитового, доломита ПСК, 5–12–11; XIV – наиболее широкое проявление перекристаллизации пород. Здесь название Бачык относится к двум разрезам: Ой–Мурдан и Бачык.

Перекристаллизация и доломитизация скрыли первичные структуры пород, что затрудняет изучение цикличности отложений.

Первичный состав морских отложений может быть изображен схемой 1–(1–2)–2, барьерных – такой же и дополнительно (4–5)–2. Вторичные процессы значительно усложняют состав, что отражается в пятнистом многообразии петрографических горизонтов в составе нижнекембрийских отложений р. Лены (рис. 16). Так, в отложениях томмотского века устанавливаются четыре петрографических горизонта. Из них наиболее распространен горизонт, в составе

которого переслаиваются известняки ПЛЗ-АЛЗ и АЛЗ. Столь многочисленные биостромы и биогермы времени, отвечающего зоне $E_1 t^{rg}$, практически не сохранили первичные структуры цианобактериальных известняков. Исключение составляют отложения в районе Журинского мыса. Доломитизация проявлена только в районе Ой-Мурана. В отложениях атдабанского века роль вторичных процессов усиливается и наряду с перекристаллизацией интенсивно проявляется доломитизация. Первичные ПЛЗ структуры сохраняются в отдельных частях разреза Қиси-Таас, Бачык, Аччагый-Қыры-Таас. В конце атдабанского века доломитизация охватывает отложения и на востоке региона, в районе Батамая (скв. 4), что объясняется свободным доступом лагунных повышеино-соленых вод седиментационного барьера в открытое море.

В заключение подчеркнем важность соединения парагенетического и генетического подходов в литологических и палеоэкологических исследованиях. Парагенетический метод направлен на выяснение закономерностей наслонения пород в разрезе и смены населения, генетический в современном варианте, как правило, ограничивается описательной послонной характеристикой разреза. Генетический подход выявляет последовательность и стадийность минералообразования, парагенетический дает для этого анализа наиболее представительный фактический материал. Выявление равномерной или направленной (циклической) смены пород при парагенетическом анализе позволяет наметить уровни фациальных переходов, дает, таким образом, надежную основу для литостратиграфических корреляций и палеогеографических построений.

Глава 4. НАСЕЛЕНИЕ И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ

Приведенный выше фактический материал по составу и строению отложений, а также распределению экотипов организмов позволяет проанализировать биотические и абиотические факторы осадконакопления на новом теоретическом уровне.

4.1. ОСНОВНЫЕ ЭКОТИПЫ В СОСТАВЕ НАСЕЛЕНИЯ РАННЕКЕМБРИЙСКОГО МОРЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (САХАЙСКАЯ ОРГАНОГЕННАЯ ПОЛОСА)

В связи с тем, что до сих пор в литературе имеются различные толкования некоторых терминов, используемых в настоящем разделе и в других, ниже даются определения основных из них в понимании авторов.

Фациальный регион – наиболее крупная категория в иерархии фациальных подразделений; территории распространения фациального региона отвечает особый тип разреза [Савицкий, 1972; Савицкий, Асташкин, 1979]. В работе нами исследуется Анабаро-Синский фациальный регион (Сахайская органогенная полоса, переходный тип разреза) на Сибирской платформе.

Экологический тип (экотип) – группировка организмов одного таксона (тип, класс, а для цианобактерий – до семейства и рода), характеризующихся особой таксономической структурой и специфическим морфологическим строением в результате приспособления к жизни в определенных обстановках. Экологические типы [Каньгин, 1974; Репина, 1982] выделяются по адаптивной морфологии, положению в биоценозе (палеобиоценозе, сообществе), по участию в каркасостроении и фациальной приуроченности. В ряде случаев для высокоспециализиро-

важных форм организмов (трилобитов, хиолитов) при определении экотипа большую помощь оказывает морфофункциональный анализ, в других случаях (археоциаты) – анализ жизненных форм организмов.

Биотоп – акватория, занятая определенными одним или несколькими экотипами. Типизация населения и сообществ идет, в первую очередь, под воздействием абиогенных факторов – солености, гидродинамики, прозрачности воды, глубины, характера дна, освещенности и т.д. Из биогенных факторов самыми мощными являются присутствие, количество, состав и роль цианобактерий. Все три типа населения и все сообщества в пределах населения I и III типов обусловлены именно спецификой экологии этой группы организмов. Названные факторы влияли прямо или опосредованно на экологическую характеристику всех остальных групп организмов в исследуемом регионе.

Это обуславливало, в свою очередь, набор экологических типов организмов в пределах каждой из пяти ведущих групп – археоциат, трилобитов, хиолитов, брахиопод и, конечно, цианобактерий.

В связи со сказанным экотипическая классификация перечисленных групп раннекембрийского населения Сибирской платформы (рис. 17, 18) не только начинается с установления экотипов цианобактерий, но и предваряется их краткой экологической характеристикой, данной В.А. Лучининой [1973, 1975; Журавлева и др., 1982, 1983а].*

Трофическая характеристика. По способу питания цианобактерии всегда являлись продуцентами: они ассимилировали углекислый газ, выделяя кислород; после их гибели остается органическое вещество в массовом количестве. Это относится как к цианобактериям с обызвествленным слоевищем, так и не участвовавшим прямо в осаждении CaCO_3 .

Этология цианобактерий. Различный способ существования цианобактерий, в сочетании с их способностью к выделению CaCO_3 , положен в основу разделения совокупного населения зоны влияния Атабаевского рифайда раннекембрийского моря Сибирской платформы на три типа. Цианобактерии различаются:

1) свободной лежавшие на грунте: а) способные к обызвествлению клетки изнутри – *Renalcis*, *Batinevia*; б) цианобактерии, провоцировавшие выделение извести, что приводило к образованию строматолитов; 2) прикреплявшиеся (закреплявшиеся) к грунту – с помощью слизи и т.д. – *Epiphyton* и др.; 3) перемешавшиеся в толще воды (пассивно плававшие) или перекатывавшиеся по дну: а) образовавшие обызвествленные дерновинки, всплывавшие по истечении некоторого времени – *Proaulopora*, *Subtifforia*; б) образовавшие микроскопических размеров обызвествленные желваки – онколиты, катаграфии; в) парившие в толще воды без обызвествления оболочки. Последние почти не оставили следов в палеонтологической летописи (не имеют видового и родового определения), однако их следы в истории бассейна выявляются легко. Это микрокомки ПЛЗ кальцита, биомасса которых от долей процента могла достигать почти 100%, т.е. CaCO_3 цианобактериального происхождения становился главным породообразующим компонентом.

Глубина обитания цианобактерий в раннекембрийском море Сибирской платформы редко превышала 5 м (доходя до 10 м). Такая глубина лимитировалась количеством света, доступного для живых клеток цианобактерий в толще воды, уже подвергшихся обызвествлению.

Термальная характеристика среды. Температурный оптимум был равен, по аналогии с современными условиями, $+23$, $+25^\circ$, однако допускаются возможными колебания от $+15$ до $+30^\circ$.

* Учтены также данные Всесоюзного симпозиума по ископаемым водорослям (Новосибирск, 1985 г.).

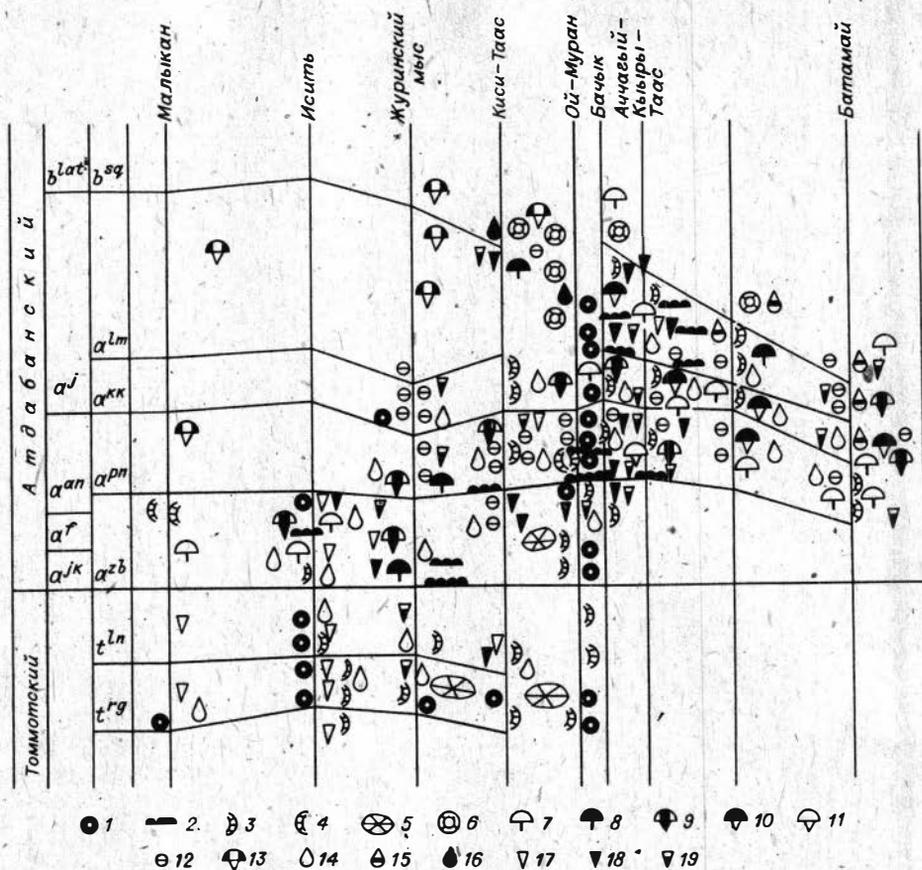


Рис. 17. Основные экотипы археосиат, трилобитов, брахиопод и хиолитов. Составила И.Т. Журавлева.

1-6 - археосиаты: 1-а1, экотип иловых холмов, 2-а2, экотип цианобактериальных лугов; 3-а4, экотип нормально-морской обстановки, мелкие формы; 4-а5, экотип обстановки с признаками осолонения; 5-а6, экотип рыхлого грунта; с дисковидными формами; 6-а7, экотип бурной зоны;

7-13 - трилобиты: 7-т1, экотип плотного грунта, малоподвижные формы; 8-т2, экотип плотного грунта, активно передвигающиеся формы; 9-т3, экотип рыхлого грунта, малоподвижные формы; 10-т4, экотип рыхлого грунта, формы, способные к погружению в ил; 11-т5, экотип вблизи цианобактериальных лугов, связан с твердым грунтом; 12-т6, экотип рыхлого грунта, миомерные формы, способные к погружению в ил; 13-т7, экотип плотного грунта в осолоненных водах.

14-16 - брахиоподы: 14-б1, экотип, представленный эврифаціальными формами; 15-б2, экотип рыхлого грунта, в предрифидной зоне; 16-б3, экотип бурной зоны.

17-19 - хиолиты: 17-х1, экотип рыхлого грунта, в том числе между органических построек; 18-х2, экотип зоны с повышенной гидродинамической активностью; 19-х3, экотип плотного грунта нормально-морской обстановки.

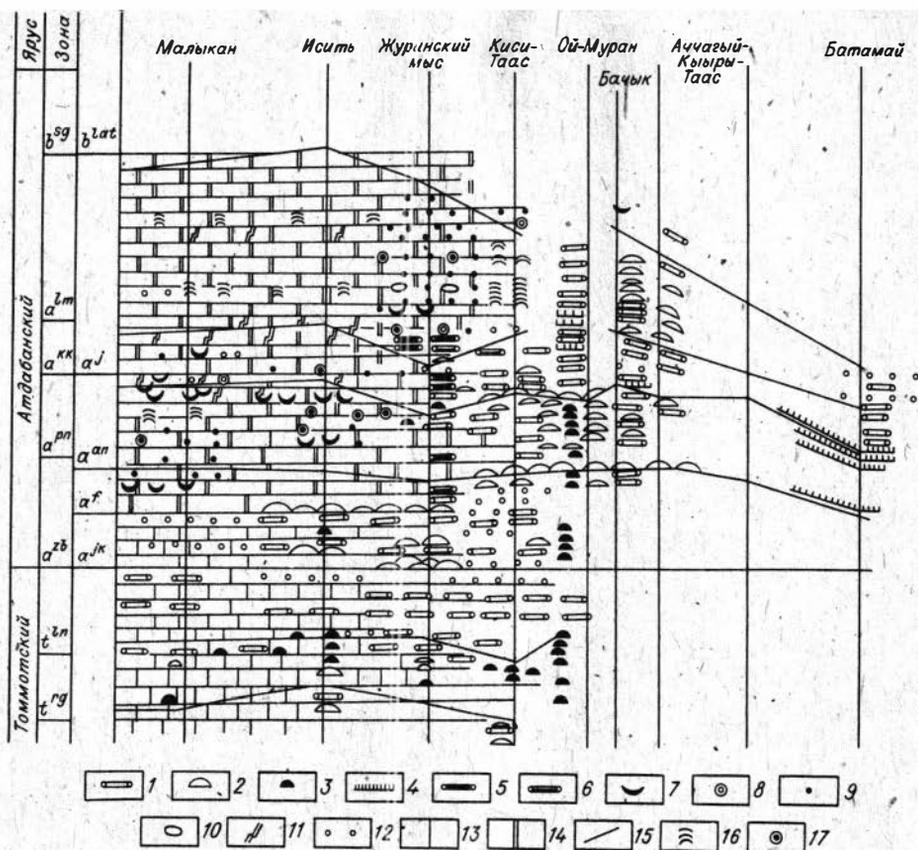


Рис. 18. Распространение цианобактериальных образований в разрезе рифидных отложений нижнего кембрия р. Лены. Составили И.Т. Журавлева, И.В. Николаева

1 - проаулопоровый субавтохтонный тафостром; 2 - эпифитово-ренальцисово-археоциатовый биостром; 3 - эпифитово-ренальцисово-археоциатовый биогерм; 4 - археоциатово-ренальцисово-эпифитовый тафостром; 5 - гирванелловые биостромы - тафостромы; 6 - гирванеллово-проаулопоровые субавтохтонные тафостромы; 7 - катаграфии; 8 - оолиты; 9 - псевдооолиты (комки); 10 - гальки карбонатных пород; 11 - ходы илоедов; 12 - микрокомки; 13 - известняк; 14 - доломит; 15 - биостратиграфические границы; 16 - строматолит; 17 - оолиты с псевдооолитами.

Отношение к солевому режиму. Источник питания цианобактерий (помимо фотосинтеза) - минеральные соли, содержавшие азот, кальций, натрий, фосфор и т.д.

Газовый режим. Исходя из условий обитания цианобактерий (небольшая глубина, прогрев, гидродинамика), газовая насыщенность толщи воды, где они жили, достаточно высокая: это был благоприятный фактор для их роста. Отчасти они сами способствовали насыщению водных масс газами (выделение O_2). Цианобактерии одновременно и поглощали и выделяли кислород; они могли обитать при условии достаточного количества кислорода в воде (стенооксифонтные организмы, одна кислородная группировка).

Гидродинамическая характеристика. Питание цианобактерий прямо связано с гидродинамическими условиями: это обеспечивало им непрерывное питание. Часть форм существовала в условиях слабой гидродинамики, другая – в условиях повышенной гидродинамической активности (например, трубчатые обызвествленные цианобактерии).

Эдафическая характеристика (по отношению к характеру дна). Донные цианобактерии предпочитали плотный, а иногда и твердый грунт; в большинстве своем известывыделявшие цианобактерии его и образовывали (в качестве каркасостроителей и цементаторов). Они участвовали в формировании подводных лугов (биостромы), иловых холмов (биогермы), в накоплении таких органогенных сооружений, как эдафиты (онколиты, строматолиты [Пяновская, 1980, 1982]).

Экотипы цианобактерий

Изложенный выше материал позволяет определить в качестве самостоятельных экотипов следующие экологические группировки цианобактерий.

1-й экотип. Цианобактерии из иловых археоциатово-цианеевых холмов. В разрезе это биогермы и биогермные массивы. Цианобактерии совместно с археоциатами образовывали на дне положительные формы рельефа, высота которых достигала 0,5–1,5 м. Экотип цианобактерий из иловых археоциатово-цианеевых холмов наиболее характерен для юга (р. Алдан) и запада (р. Лена) исследуемого региона в томмотском веке и востока (Кокоулинский биогермный массив, центральная часть рифида) в атабанском и начале ботомского века. Цианобактерии – каркасостроители – Renalcis, Epiphyton; явно были и цементаторы, не оставившие почти никаких следов. Все они представляют собой донные формы, свободно лежавшие на грунте или прикреплявшиеся к субстрату. Население, в составе которого участвовал названный экотип, принадлежало к I типу; сообщества I¹aрэ, I¹рэл и др.

2-й экотип. Цианобактерии из цианеевых лугов. В разрезе это биостромы, бростелы и биостромные пласты. Состав цианобактерий тот же, что и в 1-м экотипе, однако поведение форм резко иное: они не способны были образовывать положительные формы рельефа, а активно участвовали только в сооружении подводных лугов за счет расселения цианеевых шапочек (калиптр), которые почти не возвышались над дном. Цианобактерии исключили археоциат из состава каркасостроителей. Явное различие в глубинах, гидродинамике по сравнению с характеристикой 1-го экотипа. Население I типа; сообщества I²рэа2 и др.

3-й экотип. Существовал экотип цианобактерий, скопление которых (в совокупности с осажденными ими карбонатами – CaCO₃, CaMgCO₃) образовывало строматолиты. Это также были свободно лежавшие на грунте формы. Население I типа; сообщества I³л, I³ла3.

4-й экотип. Обызвествленные цианобактерии, некаркасостроители. Представлен теми же формами, что и в экотипах 1, 2. В разрезе они встречаются в виде желваковидных образований, а также линзовидных и пластовых скопления последних (Renalcis, Epiphyton и др.), но очень редких, спорадических. Остатки Renalcis и Epiphyton настолько единичные, что вопрос о масштабе переноса их остатков остается открытым. Возможен местный перенос от вблизи расположенных органогенных построек; не исключен перенос и на большие расстояния. В последнем случае эти организмы должны быть исключены из состава экотипа. Здесь предполагается местное поселение редких, случайных цианобактерий Renalcis, Epiphyton и др. в неблагоприятных для них условиях. Население II типа; сообщества II¹р, II¹а4р и др.

5-й экотип. Необыкновенные цианобактерии, видимо, планктонного образа жизни. В разрезах остатки цианобактерий слагают прослой желваковидных известняков; под микроскопом они устанавливаются по микрокомковатой структуре. В ископаемом состоянии цианобактерии этого экотипа не определены; следы их жизнедеятельности заметны по многочисленным микрокомкам в породе, а в некоторых случаях и по повышенному содержанию ОВ (синская свита). В разрезах встречаются, как правило, с населением II типа; в сообществах обозначены / 8 /; отмечается также монотипное сообщество.

6-й, 7-й экотипы. Образованы с участием цианобактерий и, возможно, других бактерий, также способных осаждать известь. В разрезе - онколиты (сферолиты, оолиты и др., 6-й экотип) или катаграфии (7-й экотип), возникавшие в результате жизнедеятельности цианобактерий. Эти экотипы прямо указывают на предельное мелководье, сильное движение воды, временами осушение части водоема. Они входят в население III типа - сообщества III¹о и III³н соответственно (часто монотипные). Различия в экотипах 6 и 7 очевидное: совокупность условий в первом случае приводила к сферической, а во втором - к неправильно окатанной форме микроскопического размера желваков. Определение состава цианобактерий в обоих экотипах практически невозможно или очень условно.

8-й экотип. Наиболее сложен по образу жизни цианобактерий и по условиям, которые требовались для их оптимального существования. В экотипе доминировали трубчатые цианобактерии (*Proaulopora*, *Subtifloria* и др.). В разрезе они представлены волнисто-слоистыми и желваковидными ПЛЗ и ПЛЗ-АЛЗ известняками - тафостромами. В начале жизни, дерновники, образованные этими цианобактериями, распространялись на дне водоема, а на втором этапе своей жизни всплывали (Лучина; см. Журавлева и др., 1982, 1983а, 7). Небольшие глубины, активная гидродинамика и здесь обязательны, однако характеристика этого экотипа несколько отличалась от таковой и 6-го и 7-го экотипов. Население III типа; сообщество III²с и его дериваты.

В итоге цианобактерии в раннекембрийском море Сибирской платформы могут быть подразделены на 8 экотипов, большинству которых отвечали аналогичные по абиотическим характеристикам экотипы археоциат. Отчетливо видно, что именно цианобактерии обусловили динамическое пространственно-временное подразделение совокупного населения зоны Атабанского рифа на три типа, а в I и III типах - подразделение и на сообщества.

Экотипы археоциат

Археоциаты сильнее всех реагировали на присутствие совместно с ними цианобактерий и их состав. Более того, при определенных условиях (в иловых холмах) регистрируется факт симбиоза формативного типа между цианобактериями и археоциатами. Поэтому биотопы почти всех выделяемых экотипов археоциат так или иначе могут быть реконструированы через характеристику биотопов, характерных для цианобактерий.

1-й экотип. Археоциаты-каркасостроители, характерные для иловых археоциатово-цианеовых холмов. Ведущую роль здесь в качестве каркасостроителей играли представители Irregulares - такие, как *Ataxiocyathus subartus* (Zhur.), "*Protopharetta polymorpha*" Born. и др., способные в определенных условиях к образованию выростов и разрастаний, с помощью которых каркас илового холма закреплялся дополнительно. Определенные известнякостроящие цианобактерии, сопровождавшие археоциат, - *Renalcis* и *Epiphyton*. Население I типа; сообщества I¹а1р, I¹е1р1 и др. Естественно, видовой и родовой составы археоциат в иловых холмах различались как во времени,

так и на площади Г Журавлева и др., 1969а, б; Журавлева, 1972; Ярусное расчленение..., 1983 г.

2-й экотип. Резко иную экологическую характеристику имели археоциаты-каркасоллобы, селившиеся на цианевых лугах (выделяющихся в разрезе в виде биостромов). В этом экотипе преобладали обычно мелкие формы археоциат с редкими выростами, очень разнообразные по видовому и родовому составу (Cyclocyathellidae, Lenocyathaceae и др.). Эти археоциаты не были каркасостроителями, хотя избирательно расселялись в цианеево-луговом биотопе. Население I типа; сообщества I²эра2 и др.

3-й экотип. В нем отмечены случаи нахождения археоциат с цианобактериями - образователями строматолитов; выделяется условно. Население I типа; сообщества I³ла3.

4-й, 5-й экотипы. Приурочены к биотопу с относительно неблагоприятными условиями для существования археоциат; характеризуется присутствием редких, мелких кубков археоциат, преимущественно родов *Aldanocyathus* Voron., *Rotundocyathus* Vol., *Robustocyathus* Zhur. (с простыми обеими стенками) независимо от времени их существования. Реже встречались усложненные формы. Обеднение состава экотипа могло быть вызвано как некоторым углублением бассейна (например, на участке Атабанского рифида, тяготевшего к открытому морю, экотип 4), так и осолонением вод бассейна сверх нормы (экотип 5 в мелководных условиях). Население II типа, в состав которого включались археоциаты этого экотипа, могло составлять сообщества II¹а4 и др. Прямые трофические связи археоциат с другими организмами (кроме цианобактерий) в этом сообществе установить невозможно.

6-й экотип. Приурочен к биотопу илистого рыхлого дна с сильно взмученным тонким осадком; был представлен археоциатами, существовавшими в более благоприятных условиях, чем в экотипе 4. Это были крупные, дисковидные, до 70-100 см в диаметре (*Okulitchicyathus* Zhur.), или длинные цилиндрические формы *Aldanocyathus* Voron. Те и другие имели явно приспособительную реакцию как против погружения в полужидкий ил (плоская форма), так и против быстрого занесения илом (высокие формы). Встречались в составе экотипа и другие археоциаты, приспособительные особенности которых не так резко выражались. Однако и они, очевидно, были приспособлены к названным специфическим обстановкам. Как правило, этот экотип приурочивался к межбиогермным фациям (между иловыми холмами). Население II типа; сообщества II¹а6 и др.

7-й экотип. Биотоп илистого рыхлого дна или резко приближен к иловым холмам (к тому его обрамлению, которое отвечало бурунной, прибойной зоне), или просто находился в прибойной полосе (таких участков в пределах Атабанского рифида много). Как правило, археоциаты этого экотипа характеризовались исключительным видовым и родовым разнообразием, имели кубки с усложненными стенками (*Japhaniccyathus genuosus* Korsch., *Thalamocyathus aprimus* Zhur. и др.). В зоне влияния Атабанского рифида размеры кубков археоциат этого экотипа невелики, однако оптимальная для археоциат обстановка названного биотопа могла располагать и к гигантизму. Например, в составе аналогичного экотипа в бассейне р. Шивелиг-Хем (Тува) отмечены в массовом количестве археоциаты огромных размеров Г Журавлева и др., 1967 г. Совместно с археоциатами встречались, как правило, трилобиты, брахиоподы, реже хиолиты и другие скелетные организмы. Что касается известковых цианобактерий (*Renalcis*, *Epiphyton*), то их остатки встречены в обрывках (обломки слоевищ), что говорит как о незначительном их переносе, так и об относительно активной гидродинамике данного биотопа. Археоциаты в этом биотопе не были доминантной группой. Население II типа; сообщества II³та7 и др.

8-й экотип. Приурочен к биотопу с обилием оолитов (онколитов, ооидов), т.е. практически к участкам оолитовых баров. Археоциаты мелкие, достаточно однообразные, кубки частот сохраняют следы небольшого переноса (результат воздействия активной гидродинамики). Можно допустить иногда и чрезмерное осолонение таких участков бассейна. Население III типа; сообщества III¹oa8 и др.

9-й экотип. Связан с биотопом, характеризующимся массовым поселением трубчатых известковых цианобактерий. Археоциаты в большинстве случаев избежали этот биотоп, но на некоторых этапах раннего кембрия вырабатывался особый экотип, характерный только для подобной обстановки. И снова археоциаты сопровождалась здесь нередко трилобитами, брахиоподами и др. Кубки археоциат могли достигать значительных размеров, поровая система стенок сильно усложнена. По своей характеристике этот экотип близок к 6-му экотипу, т.е. находящемуся в составе населения II типа. Однако цианеовое сопровождение 8-го экотипа совсем иное, что и заставляет устанавливать особый экотип археоциат. Население III типа; сообщества III²ca8 и др.

В итоге выделяются 9 особых, резко различных экотипов археоциат: три в составе населения I типа, четыре - II типа и два - III типа. Нетрудно заметить, что прямое или косвенное влияние цианеового окружения на характеристику того или иного экотипа археоциат проявляется почти всегда.

Экотипы трилобитов

Экотипы трилобитов исследуемой части бассейна прекрасно изучены Л.Н. Репиной [Репина, Жаркова, 1974; Репина, 1976, 1979, 1982, 1983; Журавлева и др., 1983а]. Она выделяет наиболее крупные экологические группировки в ассоциации. Таких ассоциаций три для всего раннекембрийского бассейна. Они отвечают соответственно биофациям (по данным Л.Н. Репиной) и фациальным регионам, предложенным В.Е. Савицким [Ярусное расчленение..., 1984]. В пределах Анабаро-Синского фациального региона (Сахайской органогенной полосы), т.е. в составе Анабаро-Синской ассоциации Л.Н. Репина выделила первоначально пять экотипов* (в соответствии с образом жизни и приспособленностью трилобитов к тому или иному типу грунта), а позднее еще три, ранее не указанных (Репина, см. [Журавлева и др., 1983а]). Не всегда они именуются экотипами [например, сообщества с *Pagatiellus* и с *Uktaspis* (*Prouktaspis*)], однако их характеристика дана автором столь полно, что они заслуживают выделения в самостоятельные экотипы трилобитов. Таким образом, всего выделено Л.Н. Репиной восемь экотипов трилобитов, семь из которых встречены в зоне влияния Атабанского рифоида. Л.Н. Репина охарактеризовала экотипы достаточно подробно, поэтому нами они характеризуются очень кратко. Нумерация первых пяти экотипов сохранена по Л.Н. Репиной [1982] и продолжена далее нами.

1-й экотип. Крупные формы с выпуклым цефалоном, широкой каймой, короткими шечными шипами; приспособлены для медленного передвижения по уплотненному субстрату - *Profallotaspis jakutensis* Rep., *Fallotaspis sibirica* Rep., *Nevadella effusa* Rep., *Judomia tera Laz*. Формы эвригаллинные, встречены как на западе в зонах VIII-IX Атабанского рифоида, так и на востоке (зоны I, II). Входили в состав сообществ II т1 и др. (с археоциатами, брахиоподами и т.д.). Судя по отсутствию обызвествленных цианобактерий, глубины и освещенность для последних были недостаточно благоприятны.

* В исследуемом регионе встречены все экотипы, кроме 5-го (с *Silindella*).

2-й экотип. Формы различных размеров с сильно расчлененными цефалонем и глателью: *Archaeaspis*, *Fallotaspis sibirica*. Предполагается активное передвижение по уплотненному грунту. Входили в состав сообщества П³т2. Изредка в составе могли находиться цианобактерии (γ).

3-й экотип. Формы со сглаженным панцирем. Цефалон слабо расчленен, спинные бороздки неглубокие; одна из главных особенностей - разрастание лимба на цефалоне и пigidии; кайма плохая, выгнута вверх - трилобиты приспособлены к малоподвижному образу жизни на поверхности рыхлого, илистого дна - *Profallotaspis jakutensis* Rep. (разновидность), *Fallotaspis explicata* Rep., *Nevadella subgröenlandica* (Rep.), *Judomia mat-tajensis* Laz. и др. Совместно с ними встречены хиолиты, брахиоподы и др., а также ихнофауна (и1). Обязательные цианобактерии отсутствовали. Входили в состав сообществ П³т3 и др.

4-й экотип. Крупные, сглаженные формы; край панциря подогнут книзу и лишен каймы - *Pseudojudomia* Jeg., *Judomiella* Laz.; допускается существование этого экотипа в погруженном в рыхлый донный ил состоянии (или в поверхностных слоях ила). Входили в состав сообществ П³т4 и др.

6-й экотип*. Достаточно крупные формы, приспособленные к существованию на затвердевшей поверхности отдельных участков цианевых лугов. Характеризуются сильно выпуклым, компактным панцирем, расчлененной глателью - *Dinesidae*, *Dorypygidae*. Активно передвигаются по твердому субстрату. Входили в состав сообщества П³т6 монотипные или с другими организмами (Репина, см. [Журавлева и др., 1983а]).

7-й экотип. Мелкие миомерные формы (*Pagetiellus*) приспособлены к существованию в рыхлом донном осадке (в свернутом состоянии). Преобладали на востоке региона. Входили в состав сообществ П³т7 и др. (Репина, см. [Журавлева и др., 1983а]).

8-й экотип. Специфические однообразные формы, без определенной специализации. Основная черта - приспособленность к жизни в водах с повышенной соленостью (на западе бассейна) - *Uktaspis* (*Prouktaspis*), *Metadoxides*, *Bulaiaspis*, *Malykania*. Дно в этой части бассейна рыхлое, илистое (Репина, см. [Журавлева и др., 1983а]). Сообщество П³т8.

Таким образом, трилобиты почти всех экотипов в первую очередь охарактеризованы по их эдафическим и этологическим характеристикам (грунт, подвижность). Будучи в основном эвригалинными, они дали только одну экологическую группировку с четко выраженной стеногалинной характеристикой (экотип 8). Поскольку трилобиты были детритофагами и обитали почти всегда в отсутствие выделявших цианобактерий, можно допустить, что основным видом питания для трилобитов было суммарное ОВ, в том числе, вероятно, и не цианевого происхождения. Обращает на себя внимание такой факт, как сонахождение трилобитов с цианобактериями, оставлявшими следы в виде кальцитовых микрокомков (экотипы 2, 7). Несомненно, что подобное сонахождение не случайно, если иметь в виду, что все без исключения трилобиты были детритофагами. Экотипы трилобитов ограничены населением II и в исключительных случаях - III типов (экотипы для населения III типа не установлены).

Экотипы брахиопод

Беззамковые брахиоподы раннего кембрия Сибирского мелководного эпиконтинентального морского бассейна отличались значительной эврибионтностью [Пельман, 1977; Журавлева и др., 1983а]); это и определило разнообразные условия их обитания и, соответственно, характеристику экотипов.

* Экотип 5 не характерен для рассматриваемого региона [Репина, 1982].

1-й экотип. Представители этого экотипа были широко распространены в пределах раннекембрийского моря в зоне мелководья, отвечавшей не только переходному (Анабаро-Синскому фациальному региону), но и ранним этапам развития восточного (Юдомо-Оленекского фациального региона) типа разрезов. Брахиоподы этого экотипа обитали преимущественно на красных карбонатно-глинистых илах (пестроцветная свита); они также расселялись на мелкоразнозернистых карбонатных обломочных осадках вблизи иловых холмов или на отдельных цианеевых лугах. Брахиоподы представлены в основном следующими формами: *Cryptotreta neguertchenensis* Pelm., *Obolella chromatica* Bill., *Sibiria magna* Gorjansky. В подчиненном отношении встречаются *Nochoroiella isitica* Pelm. и *Monoconvexa monoconvexa* Pelm. Брахиоподы имели мелкие размеры раковин (до 10 мм) и прикреплялись к грунту, возможно, к небольшим твердым обломкам или к обызвествленным растительным остаткам с помощью ножки. Ножка проходила через желобок в брюшной створке у видов *Obolella chromatica* Bill., *Nochoroiella isitica* Bill. и на ранних стадиях развития у *Cryptotreta neguertchenensis* Pelm. или через форамен - у *Sibiria magna* Gorjansky. У видов *Monoconvexa monoconvexa* Pelm. и во взрослых стадиях *Cryptotreta neguertchenensis* Pelm. положение ножки не известно [Пельман, 1977]. Не влияло на распространение 1-го экотипа беззамксовых брахиопод и накопление известково-доломитовых красно-желтых илов. В его составе известны первые брахиоподы с карбонатными раковинами - *Nochoroiella isitica* Pelm. В предельно-мелководных условиях зоны VI Атабанского рифида (Жура), с активной гидродинамикой, изредка встречаются брахиоподы из 1-го экотипа - *Cryptotreta neguertchenensis* Pelm., *Obolella chromatica* Bill.; причем остатки последних часто образуют ракушняковые скопления в красных известково-глинистых илах. Кроме того, 1-й экотип (*Obolella chromatica* Bill.) широко развит и в предрифидной зоне - восточнее центральной части Атабанского рифида. Сообщества П³61 и др.

2-й экотип. Представители данного экотипа обитали в предрифидной зоне Кокоулинского биогермного массива Атабанского рифида, тяготевшей к открытому морскому бассейну. Брахиоподы обитали на серо- или темноцветных известково-глинистых илах, сильно обогащенных неразложившимся органическим веществом. Дно было мягким, рыхлым; ОВ накапливалось в основном за счет разложения обильных остатков необызвествленных цианобактерий. Раковины брахиопод были хитиново-фосфатными, достигали 10 мм или несколько более. К грунту прикреплялись ножкой, проходившей между створками или через форамен (отверстия) в брюшной створке.

Можно предполагать (на основании положения ножки относительно створок раковины брахиоподы), что они имели следующую ориентировку к грунту: для родов *Lingulella* и *Dysoristus* - вертикально и были полупогружены в илистый грунт, для *Linnarssonina* и *Botsfordia* - также вертикально на поверхности грунта; *Homotreta* - горизонтально на поверхности грунта. Возможно, для более сильного и эффективного раскрытия створок на больший угол макушка спинной створки *Botsfordia caelata* загнулась в сторону брюшной створки; такое приспособление отсутствует у других видов. Характерны виды *Linnarssonina rowelli* Pelm., *Homotreta gorjansky* (Pelm.), *Lingulella siniella* (Pelm.), *Dysoristus belli* Pelm., *Botsfordia caelata* Hall. Сообщества П³62 и др.

3-й экотип. Представители этого экотипа обитали в условиях интенсивной гидродинамики на дне раннекембрийского моря. Отличались четко выраженной приуроченностью к карбонатным фациям: вне этих условий экотип не был распространен. Брахиоподы представлены преимущественно крупными оболеллидами,

среди которых была *Obolella chromatica* Will. (разновидность). Раковины имели крупные размеры (10 мм и немного более), толстые прочные створки и обитали на дне, покрытом грубозернистыми известковыми осадками — обломками слоевищ трубчатых цианобактерий, оолитов, ракушняковым детритом. Сообщества П⁸63 и т.д.

4-й экотип. Беззамковые брахиоподы характеризуют самый ранний этап развития брахиоподового населения раннекембрийского моря — на юго-востоке (бассейн рек Алдан, Гыным) и на северо-востоке (нижнее течение р. Лены, Хараулах). Брахиоподы обитали в условиях интенсивной гидродинамики, в результате чего на дне моря накапливались разнозернистые известняковые обломки, ракушняковый детрит и известково-глинистые илы (основание пестроцветной свиты, суннагинский горизонт, реки Алдан и Гыным). Экотип представлен крупными двояковыпуклыми формами, достигавшими 20 мм и более. Брахиоподы прикреплялись к грунту большой ножкой, проходящей между створками, и имели скульптурную раковину — брюшная створка с углублением (синусом) — и спинную с возвышением (седлом). В осадках заметно меньше карбонатного материала (по сравнению с биотопом 3-го экотипа). Раковины имели фосфатный состав. Это были представители первой скелетной органики в раннекембрийском море. Сообщества П⁸64 и др.

Даже краткая характеристика экотипов беззамковых брахиопод показывает значительно большую их эврибионтность по сравнению с ранее рассмотренными группами организмов и, как следствие, меньшее число экотипов.

Экотипы хиолитов

Хиолиты составляли существенную часть населения Атабабанского рифида [Мешкова, 1974; Журавлева и др., 1983а]. В период, предшествовавший его появлению, т.е. во время существования отдельных, разрозненных на площади археоциатово-цианеевых холмов (томмотский век), хиолиты были представлены 24 родами, а к моменту заключительной фазы существования рифида (конец атабабанского — начало ботомского века) их насчитывалось более 35. Естественно, что родовой и видовой составы хиолитов менялись во времени и по площади.

Период накопления красноцветных глинисто-известковых илов, происходившего в условиях мелководья, хорошей освещенности и аэрации дна, характеризовался вспышкой видообразования у хиолитов; нередко их остатки сформировывали массовые скопления (прослойки, микролинзы) на некоторых стратиграфических уровнях (время D — regularis — D. lenaicus). Остатки их представлены как целыми экземплярами, так и скоплениями обломков раковин и ядер в виде сколов поперечных и продольных сечений, параллельных напластованию или без признаков ориентации. Чаще всего встречались раковины мелких (несколько миллиметров) и средних размеров (3–5 см) субцилиндрической или конической формы, округлого, округленно-прямоугольного или округленно-треугольного сечений различных модификаций. Орнаментация раковины не была богатой — скульптура ее выражалась в основном поперечными элементами. Такая примитивная форма раковины, наличие гидростатического аппарата (газовые камеры в макушечной части), наличие крышечки позволяют высказать предположение, что хиолиты могли быть и планктонными, пассивно плававшими, в толще воды формами, и бентогенетическими, свободно лежавшими на дне, передвигавшимися по нему и более или менее плававшими. В конце томмотского и главным образом на протяжении атабабанского веков среди хиолитов появились формы с разной орнаментацией на брюшной и спинной поверхностях, крупные, толстостенные, которые могли противостоять активной гидродинамике среды, неблагоприятному

солевому и, возможно, температурному воздействию, т.е. условиям, которые создавались развитием крупного органогенного сооружения, каким был Коккоудинский биогермный массив.

По типу питания хиолиты, по-видимому, можно отнести к эврифагам - они могли быть собирателями, питавшимися на границе осадок - вода; фильтраторами, получавшими пищу из толщи воды; грунтоядами. Основными продуцентами органического вещества были цианобактерии, и, видимо, поэтому хиолиты наиболее многочисленны в межбиогермных фациях, составляя здесь основную часть биоты.

Контролирующим фактором в расселении хиолитов как бентонектических организмов был характер грунта. В связи с этим можно различить несколько экотипов хиолитов.

1-й экотип. Характерен для межбиогермных фаций (в понижениях между иловыми холмами). Приурочен к биотопу рыхлого илистого дна. В составе этого экотипа обнаруживаются хиолиты, относящиеся более чем к 20 родам. Представлены в основном формами мелкими, с тонкостенной раковиной (*Exicitheca*, *Ladatheca*, *Turcutheda*, *Isititheca*, *Plicitheca*, *Jacutolitus*, *Microcornus*, *Minitheca* и др.). Скорее всего, основным критерием определения этого биотопа является приверженность организмов к обстановкам мелководья с высокой прогреваемостью воды, хорошей освещенностью, наличием большого количества питательных веществ. Такие обстановки возникали не раз в течение времени формирования рифида, поэтому 1-й экотип был многократно повторен во времени и на площади.

В восточной части (внутренняя водорослевая плита) на биотопах с рыхлым грунтом хиолиты были особенно многочисленны по видовому составу и в количественном отношении (время *Profallotaspis*, *Fallotaspis*); позднее (время *P. anabarus*, *Judomia*) в этом сообществе было немало также и крупных особей (*Angusticornus*, *Firmicornus*, *Dorsojugatus* и др.). На западных участках рифида на биотопах с грунтом, обогащенным органическим веществом (время *R. zegebarti*, нохоройская пачка), хиолиты были не столь многочисленны и разнообразны по таксономическому составу, как на восточных его участках. Количественно в их составе преобладали формы средних и малых размеров - *Obliquatheda*, *Uniformitheda*, *Eonovitatus* и более крупные - *Dorsojugatus* и др.

Именно в этом биотопе обнаруживаются массовые скопления раковин хиолитов, гастропод и организмов неясного систематического положения (карбонатные и фосфатные трубчатые проблематики, склериты томмотид и т.д.), но хиолиты были здесь доминантной группой. Население II типа, сообщества II²x1 и др.

2-й экотип. Биотоп рыхлого илистого дна, отвечавший прибойной зоне. Характеризуется большим разнообразием родового и видового составов (более 15 родов, *Dorsojugatus*, *Eonovitatus*, *Burithes*, *Oxytus*, *Obliquatheda*, *Novitatus*, *Lenatheda*, *Uniformitheda*, *Doliutus*, *Trapezovitas* и др.). Представлен раковинами средних и крупных размеров. Как правило, у хиолитов этого типа сохраняется раковинный слой со сложной, дифференцированной орнаментацией брюшной и спинной сторон; поперечное сечение многоугольное. Остатки хиолитов встречаются в виде целых раковин, но часто с обломанными макушками, нередко наблюдаются скопления крупных обломков. Население II типа, сообщества II²x/d/ и др.

3-й экотип. Уплотненное дно. Родовой состав повторяет частично 2-й экотип - *Doliutus*, *Novitatus*, *Tetratheda*, *Gracilitheda*, *Dorsojugatus*, *Angusticornus*, *Trapezovitus* и др. Преобладают формы крупных размеров, особенно виды *Doliutus* с тяжелыми и вздутыми раковинами, но отмечены и мелкие, пассивно плававшие формы - *Conotheda*, *Plicitheda*.

Хиолиты обитали в обстановках, тяготевших к открытому морскому бассейну, т.е. в условиях активной гидродинамики, аэрации воды, относительно больших глубин. В биотопах этого типа отмечено присутствие ракушняка, мелкого и крупного детрита. Раковины хиолитов и их ядра обнаруживаются в небольших скоплениях – гнездах и разрозненно, единично, т.е. хиолиты часто монотипные или встречаются совместно с брахиоподами, крупными гастроподами, склеритами проблематичных организмов; постоянно присутствуют склериты ханцеллорид.

Хиолиты хорошо приспособились к условиям слабого привноса терригенного материала в открытый морской бассейн, но они практически отсутствовали или были очень редки в районе развития самого Кокоулинского биогермного массива. Здесь встречены только крупные веретенообразные *Tetratheca* и массивные *Doliolus*.

На западных участках рифоида в условиях повышенного осолонения (доломитовые илы) хиолиты не выживали. Население II типа, сообщества II²х3 и др.

Экотипы ихнофауны

Несмотря на слабую изученность данной группы организмов и почти полное игнорирование ее при характеристике обитателей раннекембрийского бассейна, именно эти организмы, оставившие только следы ползания или зарывания в грунт, уже сейчас, на основании новых, специально собранных данных, могут быть подразделены на два четких экотипа.

1-й экотип. Следы ползания животных по поверхности дна. Следы достаточно разнообразны как по размеру, так и по рисунку, но в настоящее время еще не классифицированы и почти не описаны. Набор форм этого экотипа был достаточно разнообразным – по размерам, рисунку, ориентировке на грунте. Формы были эвригалинными, приурочены к уплотненному грунту; нередко допускается частичное осушение отдельных участков дна. Сообщество II⁵и1, монотипное или с редкими трилобитами и др. Почти никогда нет следов цианобактерий и археоциат.

2-й экотип. Организмы, оставлявшие следы зарывания в грунт, нередко уже в уплотненный осадок. Сообщество II⁵и2, монотипное или с другими организмами. Для их существования требовалось не только длительное прекращение накопления осадка, но и время на его уплотнение. Показатель перерывов в осадконакоплении.

Экотип *Aulophycus*

Особым экотипом являлся *Aulophycus*, образовавший монотипное сообщество II⁴у. Здесь допускается не только перерыв в осадконакоплении, но и последующее перемешивание обломков слабо затвердевшего осадка (вследствие гидродинамической специфики). При всем этом биологическая природа *Aulophycus* остается загадкой [Ярусное расчленение..., 1983; Асташкин, 1985].

Классификация по экотипам еще недоступна для гастропод, хиолительминтов, губок и многих других групп организмов раннекембрийского моря Сибирской платформы. Недостаточная изученность группы не всегда является причиной этому, нужна еще четкая экологическая выразительность организмов. Если это условие сохранено, то экологическая классификация возможна и на ранней стадии изучения той или иной группы организмов. Некоторые сведения об условиях обитания данных организмов может дать сравнение их биотопов с биотопами экотипов хорошо изученных организмов.

Гастроподы, представленные колпачковидными и спиральнозавернутыми фор-

мами, довольно многочисленны в биотопах с илистым рыхлым грунтом, характерных для 1-го экотипа хиолитов. К этому же биотопу приурочены и трубчатые хиолительминты, среди которых отмечены прикрепленные формы (*Hyalithellus*).

В 1-м и 2-м экотипах хиолитов значительное место в качестве сопутствующей группы занимают различные томмотииды - *Tommotia*, *Camenella*, различные *Lapworthella*. Часты случаи находок в этом биотопе склеритов типа *Sachites*, *Sunnagina*.

В биотопах с уплотненным дном обнаружены крупные колпачковидные гастроподы; томмотииды с перегородками в макушечной части; склериты типа *Rhombocorniculum*, *Lenargyrium*, *Microdyction*.

В завершение охарактеризуем особенности питания некоторых групп организмов, определяющие их трофические связи.

Цианобактерии - продуценты, поглощают CO_2 и O_2 , высвобождают O_2 , составляют ОВ в осадок; археоциаты в симбиозе с цианобактериями, фильтраторы; возможно частичное питание за счет жизнедеятельности симбиотических цианобактерий; трилобиты - детритофаги; брахиоподы - фильтраторы; хиолиты - эврифаги - собиратели, фильтраторы, детритофаги; ихнофауна - детритофаги.

4.2. ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Раскрывая особенности морского бассейна на юго-востоке Сибирской платформы, практически все исследователи последние 20 лет касаются вопроса о существенных отличиях восточной части бассейна от западной и важной роли седиментационного барьера, функцию которого несет на себе Сахайская органогенная полоса. Однако в понимании строения, закономерностей развития, а также особенностей барьерной функции органогенной полосы единого мнения не существует. Одни исследователи находят, что барьером служил цианобактериево-археоциатовый биогермный массив, имевший, по мнению ряда исследователей, наиболее высокие гипсометрические отметки над уровнем морского дна и достигавший стадии рифа Г Савицкий, 1972; Асташкин и др., 1984; Савицкий, Асташкин, 1979 J. Эти исследователи считают, что фациальная зональность органогенной полосы целиком соответствует таковой для молодых органогенных построек Г Уилсон, 1980 J: барьерный риф, отгораживающий от открытого моря приконтинентальную лагуну. Другие исследователи предполагают, что органогенный археоциатово-цианобактериевый массив не мог выполнять функцию барьерного рифа вследствие совсем небольшого его превышения (3-5 м максимум) над морским дном, поэтому для сложной органогенной постройки предложен термин рифоид Г Журавлева, 1979, 1985; Журавлева и др., 1983а J. И.Т. Журавлевой была показана фациальная зональность органогенной постройки, в составе которой различаются (с северо-востока на юго-запад) участки, тяготеющие к открытому морю; внешняя и внутренняя цианобактериевые плиты, в пределах последней развивался Кокоулинский биогермный массив (называемый другими исследователями Ой-Муранским рифом); полуизолированная промежуточная зона; тыльная сторона рифоида; зарифоидный участок, где преобладают доломиты. С учетом этой схемы фациальной зональности отложений органогенной полосы были выбраны и охарактеризованы типовые разрезы (см. главу 3). В этой фациальной схеме, как и в схеме сторонников существования в раннем кембрии барьерного рифа, много общего: прежде всего установленный переход от доломитов лагунной области на западе к нормально-морским известнякам на востоке, что трудно было бы объяснить, если не ввести понятие о седиментационном барьере. Считалось, что роль седиментационного барьера выполнял Кокоу-

линский органогенный массив и Ой-Муранский органогенно-обломочный массив, представляющие собой разновозрастные образования органогенной постройки: ранне- и позднеатдабанские соответственно. Сторонники рифоидной природы Кокоулинского органогенного массива (в полном стратиграфическом объеме) также признавали за массивом роль седиментационного барьера, однако решающее значение при этом придавали структурно-тектоническому положению последнего.

Проведенное детальное петрографическое изучение пород, корреляция отложений на крупномасштабной биостратиграфической основе (зоны), палеоэкологические исследования, а также применение методик изучения ассоциаций пород и сообществ населения дали возможность получить новые результаты, позволяющие не только подтвердить, но и сделать новые выводы о составе, строении и обстановках образования раннекембрийских отложений в целом и органогенных построек в частности.

Подтверждается постепенное уменьшение мощности верхнеатдабанских отложений с запада (от лагунных фаций) к востоку (к фациям нормально-морским) (рис. 19). На расстояние около 150 км мощность меняется примерно в 2-2,5 раза. Кокоулинский (Ой-Муранский) биогермный массив никаких нарушений в общую закономерность изменения мощностей не вносит; что ставит под сомнение его решающую роль как седиментационного барьера. Во всех хорошо изученных молодых, включая современные, рифовых построениях максимальной мощностью отложений всегда отличаются сами рифы; они и выполняют роль седиментационного барьера. Поскольку максимальной мощностью отличаются отложения западных участков, представленные так называемым лагунным комплексом, постольку именно этот комплекс и следует рассматривать как показатель главного седиментационного барьера. Назвать такой барьерный комплекс рифом никому ранее не приходило в голову и, по-видимому, это нецелесообразно. Однако именно этот элемент определяет главную особенность органогенной постройки совершенно иного типа, называемой рифоидом. Не совсем правильно называть такой барьерный комплекс и лагунным, поскольку настоящие лагуны, в том числе солеродные, фации находились западнее рассматриваемой барьерной зоны. Поэтому элемент органогенной постройки, выполняющий роль главного седиментационного барьера, мы предлагаем так и называть - седиментационным барьером, а соответствующие отложения - барьерными.

При описании пород в разрезах (см. раздел 3.3) мы неоднократно обращали внимание на два основных генетических типа карбонатных пород: известняки - продукты жизнедеятельности цианобактерий (синезеленых водорослей), а также известняки и доломиты - продукты деградации, перекристаллизации, доломитизации и перемыва первых. Рассмотрим закономерности распределения разновидностей цианобактериальных образований на профиле от барьерных фаций к нормально-морским (см. рис. 29). На исследуемой территории для томмотского и самого начала атдабанского веков барьерные фации не установлены, они размещались западнее р. Туолбы, где представлены доломитами юдейской свиты. В атдабанское и ботомское время барьерные фации надвигаются на территорию развития рифоида, что подтверждает широко известное мнение о постепенном расширении барьерной зоны в сторону открытого моря. Однако ранее не указывалось, что в строении отложений отмечается четкая вертикальная (временная) зональность, обусловленная чередованием биогермно-биостромных археоциатово-ренальцисово-эпифитоновых ($t^{sn} - t^{rg}$, $a^{zb} - a^{pn}$) и тафостромных проаулопоровых и гирванелловых (t^{ln} , a^{kk} , ранняя a^{lm}) образований. Эта временная зональность, как и отмеченная выше латеральная, имеет большое значение для понимания особенностей строения и условий образования древних органогенных построек. Территория развития известняков с проаулопорами заметно

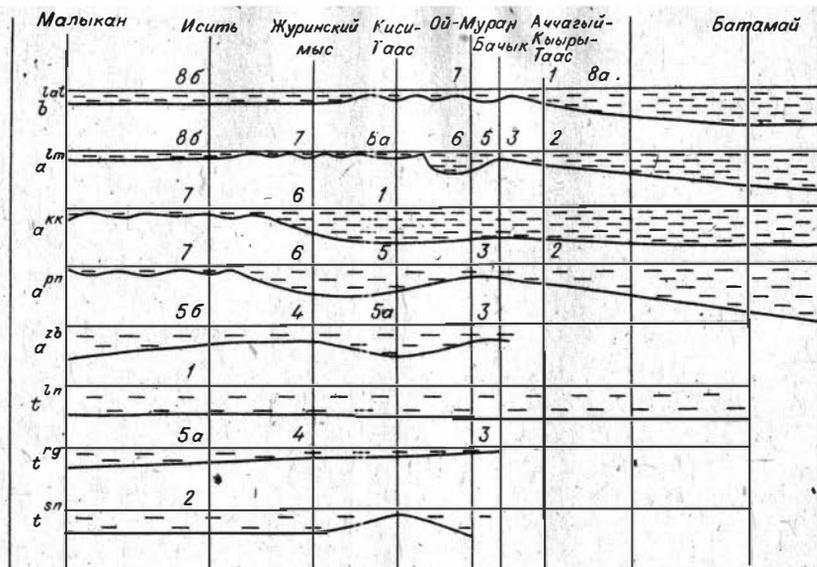


Рис. 19. Эволюция профиля морского дна зоны развития Атдабанского рифоида на р. Лене (относительно уровня моря). Составили И.Т. Журавлева, И.В. Николаева.

1 - открытое море; 2 - внешняя цианобактериальная плита; 3 - биогермный Ой-Муранский массив; 4 - внутренняя цианобактериальная плита; 5 - внутренняя рифоидная впадина (а - предрифоидная и б - предбарьерная части); 6 - прибойная зона моря; 7 - барьерная зона седиментационного барьера; 8 - лагуна зона седиментационного барьера (а - краевая и б - внутренняя лагуны).

распространяется к востоку от территории развития биогермно-биостромных образований: они установлены в отложениях, вскрытых скв. 4 (а^{кк}), в 30-40 км восточнее зоны развития биогермно-биостромных образований. Появление временных уровней преимущественного развития планктонных проаулопор свидетельствует об установлении морской обстановки на большой территории. В то же время снижение мощностей проаулопоровых отложений и сокращение при этом количества и мощностей слоев проаулопоровых известняков с запада на восток не позволяют нам связывать появление проаулопоровых известняков только с углублением бассейна и морской трансгрессией.

Было, очевидно, другой фактор, способствовавший вторжению морских вод на территорию рифоида. Судя по текстурным особенностям отложений с проаулопорами - мульдообразной и косо слоистости, асимметричным знакам ряби течения, однородности ориентировки археоциат и т.п., таким фактором вторжения морских вод на акваторию атдабанского рифоида могло быть мощное морское течение. Ширина зоны течения приближалась к 100 км. Таким образом, эта зона течений вполне сопоставима по масштабам с крупными современными морскими течениями, имеющими, как правило, собственное название. Следуя добрым традициям, это течение мы предлагаем назвать Сахайским, показывая тем самым, что оно определяет природу и строение всей Сахайской органогенной полосы и является важным элементом палеогеографии раннего кембрия Сибирской платформы в целом. Учитывая почти полную доломитизацию Кокоулинского (Ой-Муранского) биогермного массива, можно сказать, что он тоже играл роль седиментационного барьера (но сугубо локального масштаба) и существенно не

влиял на фациальную зональность рифоида в целом. Археоциатрово-цианобактериальные гряды могут быть встречены локально на разных участках рифоида - от барьера до открытого шельфа. Однако не они определяют фациальную зональность атдабанского рифоида, а наличие главного седиментационного барьера и течения; более того, именно распространение последнего обусловило ориентировку этих гряд в субмеридиональном направлении.

Принимая во внимание два новых рассмотренных выше палеогеографических фактора (барьерную зону на западе и морское течение), уточним фациальное районирование территории развития рифоида. Как и все органогенные постройки в молодых геологических толщах, территорию развития раннекембрийского рифоида можно разделить на барьерную и морскую макрообласти. Учитывая вертикальную зональность отложений, морскую область можно разделить на подобласти свободного течения (t^{ln}, a^{kk}) и затрудненного ($t^{sn}, t^{rg}, a^{zb}, a^{pn}$), когда зона течений осложняется развитием биогермных и биостромных массивов. Похоже, что определенные черты различий несли и барьерная зона в соответствующие промежутки времени, на чем мы остановимся при характеристике палеогеографических особенностей временных срезов; здесь же отметим фациальную зональность второго порядка для зоны морского течения во времени.

В самом конце венда на всей изучаемой площади позднекембрийского эпиконтинентального бассейна Сибирской платформы установилось крайнее мелководье с относительно сильным осолонением вод, неустойчивыми гидрохимическими и гидродинамическими режимами, возможным кратковременным осушением отдельных участков; температура воды была выше 26° [Лучинина, 1975; Николаева, 1981, 1982]. Сахайская органогенная полоса еще не существовала в законченном виде, но контуры ее (седиментационный барьер) уже намечались.

Повсеместным было только население III типа, в котором единственными организмами являлись цианобактерии, слагавшие псевдооолиты и катаграфии (III^1_o, III^3_n). Из организмов животного происхождения на западе исследуемой части бассейна встречены единичные тр. чаты *Cambrotubulus* (Иситель, II^{10}_k).

В начале раннего кембрия (t^{sn}) продолжала сохраняться преемственность в развитии бассейна, но первое поступление красноцветного илистого материала уже началось (р. Алдан). Очевидно, этот факт и свидетельствует о зарождении морского течения.

Данных по населению, характерному для первой половины суннагинского времени ($e_1 t^{sn1}$), для среднего течения р. Лены, явно недостаточно (Иситель, скв. 1а). Однако в результате изучения материалов по р. Алдан можно сказать, что по крайней мере на юге и западе впервые появилось и преобладало сообщество раковинчатых организмов, доминантным в составе которого были хиолиты ($II^2_{хч}$ на Алдане и $II^2_{хн}$ в районе Иситель). Лишь местами отмечалось население I типа, формировавшее строматолиты и биостромы (Иситель, I^3_l, I^2_p). В районе Киси-Таас (скв. 2) предполагается перерыв в осадкообразовании.

Центр расселения раковинчатых организмов был в бассейне р. Алдан [Ярусное расчленение..., 1984; разрезы 1, 2 по рекам Алдан и Гонам; Хоментовский и др., 1982] *, что подтверждается более богатым составом сообщества на

* Коллоквиум по хиолитам (апрель 1985 г., Новосибирск) подтвердил нижнекембрийский (суннагинский) возраст комплекса окаменелостей из верхов юдомской свиты по р. Гонам.

юге и значительным обеднением его к северу (по р. Лене). В детрите, сопровождавшем названное сообщество, встречены гирванеллы, *Renalcis*, спикулы губок, обломки археоциат. Незначительный перенос остатков этих организмов от места их обитания несомненен, поэтому они не включаются в состав сообщества.

Обстановка в бассейне второй половины суннагинского времени ($\epsilon_1 t^{sn2}$) характеризовалась, видимо, несколько большей стабильностью осадконакопления и значительной стабильностью морского течения, деятельность которого фиксируется повсеместным поступлением красноцветного материала. Центр формирования населения по-прежнему находился на юге (р. Алдан), где впервые в истории Земли возникли небольшие органогенные постройки - калиптры (в захоронении калиптровые биогермные массивы). Для них в это время было характерно население I типа - археоциатово-ренальцисовые биогермы ($I^2 ar$). Археоциаты - одни из каркасостроителей калиптр - были достаточно разнообразны, но имели еще примитивную морфологию скелета. Население II типа представлено двумя сообществами - хиолитовым ($II^2 xkфчг$) и сообществом трубчатых раковинчатых проблематичных организмов ($II^{10} кфч$). На юге (р. Алдан) в состав первого сообщества входили и брахиоподы, а на р. Лене (Исить, Киси-Таас, скв. 2) сообщество $II^{10} к$ сопровождалось (как и ранее) детритом из остатков известковых цианобактерий (соответственно /нсрж/ и /рс/). Таким образом, к концу времени, отвечавшему зоне *A. sunnaginicus*, четко наметились две тенденции: 1) усиление роли морского течения, сопровождавшееся увеличением привноса красноцветного материала; 2) сохранение центра расселения организмов на юге (бассейн р. Алдан) и миграция последних на север и северо-восток.

Начала оформляться Сахайская органогенная полоса с ее барьером, а также археоциатово-цианобактериевыми грядами; примером последних является суннагинская калиптровая гряда.

Начало времени, отвечавшего зоне *D. regularis* ($\epsilon_1 t^{rg}$), характеризовалось, видимо, усилением роли течения и вследствие этого небольшой кратковременной стабилизацией морского режима и углублением, вызвавшим отступление организмов - каркасостроителей. Так, из трех типов населения, характерных для раннекембрийского бассейна в зоне влияния Агдабанского рифа, в это время проявился только II тип, да и тот встречался редко. Значительно чаще отмечаются находки детрита как раковин, так и цианобактериевых образований - микрокомков, которые, возможно представляют собой продукт перемыва других цианобактериевых образований. Наряду с сообществами населения второго типа (известно, с t^{sn} , $II^2 xkфч$) в бассейне р. Алдан и по р. Лене (Исить, Киси-Таас) впервые в истории бассейна встречено сообщество археоциат $II^1 a4$, но еще в очень угнетенной форме. Это могло быть обусловлено не вполне установившимся морским режимом на данном этапе развития морского течения, несколько повышенной соленостью морских вод.

Появилось сообщество икнофауны, $II^5 и1$, мелких форм, ползавших по поверхности мягкого листового дна (Исить). Эти организмы были прекрасными индикаторами кратковременных перерывов в осадкообразовании.

Население I типа успело мигрировать из района р. Алдан к северу, где оно выступало уже в качестве строителей первых иловых холмов ($I^1 ar$), еще очень редких и небольших, сформировавших редкие биогермы.

Вторая половина времени зоны *D. regularis* ($\epsilon_1 t^{rg2}$) характеризуется почти внезапным расселением организмов - каркасостроителей, повсеместно соорудивших иловые холмы ($I^1 ar$, реже $I^1 ar\epsilon$). По западной окраине морской фациальной области Сахайской органогенной полосы эти биогермы протянулись на несколько сотен километров (реки Учур, Алдан; руч. Малькан, пос. Ой-Муран, р. Лена; кучугуйская биогермная гряда). В захоронении по р. Алдан и

вплоть до руч. Титирик-Тээх (р. Лена, вблизи руч. Малькан) это были биогермные массивы мощностью до 40 м; далее к востоку по р. Лене - отдельные биогермы.

Широко представлено население II типа, причем как ранее известными сообществами, так и новыми II¹a4p, II¹a4x; II¹a4xгкф; II¹a4xбчп; II²x; II²xфа4; II⁵и1/пс/; II⁶пб; II⁷гфч; II⁸б; II⁸бх/а/; II⁹чби, т.е. почти полным набором сообществ первого и второго порядка. Среди них преобладали хиолитовые и брахиоподовые сообщества, хотя нередко встречалось сообщество илоедов (II⁵и1), которое чередовалось во времени с другими донными сообществами II типа населения. Появление такого разнообразного населения, в составе которого много стеногалинных форм (в том числе хиолитов и других организмов с фосфатной раковинной), свидетельствует, с одной стороны, об установлении нормально-морского режима, а с другой - о поступлении большого количества питательных веществ (в том числе растворенного в морской воде фосфора), что можно объяснить деятельностью морского течения. В пределах Сахайской органогенной полосы достаточно четко очерчена Куччугуйская биогермная гряда, прослеживаемая почти на всем протяжении органогенной полосы, от ее юго-восточного конца в рассматриваемом регионе вплоть до ее окончания на северо-западе Сибирской платформы (р. Сухариха). Именно в этот момент в бассейне среднего течения р. Лены впервые определились участки кембрийского рифида, отвечающие морским фациальным зонам второго порядка, хотя основной биогермный массив заложился позднее.

Наибольшее разнообразие в составе сообществ населения II типа на участке у пос. Жура обусловило в дальнейшем как формирование нового центра расселения некоторых групп фауны, так и центр закладки крупной органогенной постройки [Журицкий мыс].

Конец томмотского века (t_{ln-pr}) ознаменовался практически повсеместным отступлением фауны органогенных построек и широким развитием фауны проаулопоровых тафостромных известняков. Этому моменту отвечала сильная переменчивость обстановок, причем на сравнительно коротких расстояниях. Так, в районе пос. Малькан отмечается многократная смена во времени проаулопорового населения III² с сообществами II типа хиолитов с брахиоподами, II²x1б1, или скелетными проблематиками, II²x1ф, ханцеллорий II⁹чх1, губок II⁶пγ и др. Это типично нормально-морской комплекс планктонных и бентосных организмов, свидетельствующий о решающей роли течения в их жизни. В районе пос. Исить проаулопоровые образования не установлены. В зоне резко преобладают сообщества хиолитов, причем в основном монотипные, которые чередуются во времени с ихнофауной, а также микрокомками, происхождение которых может быть связано также с цианобактериальным планктоном. Очевидно, эта фациальная зона соответствует краевой части сильной струи течения (пос. Малькан).

В скважине у пос. Киси-Таас наряду с проаулопоровыми отмечены находки ренальцисово-проаулопоровых тафостромных и биостромных известняков, а во втором типе населения широко распространены археоциаты (а4) и брахиоподы. Вероятно, в этом районе проходила еще одна довольно сильная струя течения. Однако можно сказать, что на западе (пос. Малькан), где отсутствовали донные организмы, глубина моря была больше, нежели на востоке (в районе прс. Киси-Таас). Население первого типа, I¹a1p, в виде археоциатово-ренальцисовых биогермов отмечено в регионе только в самом начале времени t_{ln} , причем характерно, что в некоторых из них впервые наблюдаются кусты Eriphyton, а также трубочки Girvanella. Они проявились как в районе р. Лены, так и р. Алдан. Очевидно, на территории среднего течения р. Лены глубина морского бассейна нарастала во времени t_{ln} .

Таким образом, к концу томмотского века завершился первый этап истории Атадабанского рифоида, который совпал с небольшим углублением бассейна, стабилизацией морского режима и усилением роли течения в конце времени t^{ln} . Этот этап оставил истории мощную гряду кучугуйских археоциатово-ренальцисовых биогермов (t^{rg}), разнообразный комплекс скелетных организмов, а также тафостромные проаулопоровые образования. В то же время закладка самого крупного органогенного массива еще не произошла, только определилось место ее (пос. Ой-Муран), а также начал формироваться новый центр расселения организмов (пос. Жура).

С началом атадабанского века наступил новый этап в эволюции исследуемого региона: началось сооружение крупнейшего для этого времени в мире Атадабанского рифоида, протяженность которого вкост Сахайской органогенной полосы достигала 120 км. В пору своего расцвета вступили археоциаты, появились трилобиты и некоторые другие группы организмов, изобильными в этом регионе стали кустистые цианобактерии Epiphyton.

Время, отвечавшее началу зоны R. zegebarti - L. polyseptus (a^{zb}), знаменовалось проявлением интенсивной доломитизации известняков на юге, в районе р. Алдан, что было обусловлено повышением солености вод в бассейне в результате образования приподнятой изолированной области. Был ли это барьер или локальное поднятие, пока неизвестно.

Органогенные постройки в виде небольших археоциатово-ренальцисово-эпифитоновых (пос. Исить), иногда с чисто эпифитоновыми (Журицкий мыс) небольшими биостромами, или с археоциатово-эпифитоново-ренальцисовыми биогермами (пос. Ой-Муран) чередуются на площади с участками, где биостромы и биогермы не установлены (пос. Малыкан и Киси-Таас). На последних отмечаются проаулопоровые и микрокомковатые известняки, свидетельствующие о некотором углублении дна и зоне течения (см. рис. 18).

Население I типа было практически таким же, как в зоне t^{rg} , а II типа пополнилось двумя новыми сообществами, ранее не известными - II^3_t или II^3_{tb} и II^4_u . В составе первого доминантами были трилобиты Profallotaspis, впервые в мире появившиеся на этом уровне*; состав второго был всегда монотипным и представлен загадочными Aulophycus.

Состав сообществ населения II типа в отмеченных фациальных зонах несколько различается. Так, в наиболее глубокой части зоны течения (пос. Малыкан) отмечаются в основном губки, $II^6_{п/л}$, в зоне течения несколько более мелководной (р. Киси-Таас) - брахиоподы, трилобиты и ханцеллории, на Журе-Исити - трилобиты, хиолиты, брахиоподы. Повсеместно распространилось сообщество илоедов, время появления которых чередовалось со временем появления других, названных выше, групп I типа населения. Наконец, сообщество археоциатов, II^1_{a4} , распространенное в центральной части региона (пос. Ой-Муран), было довольно богатым по систематическому составу археоциатов. Цианобактерии совместно с ними не указаны, но это, скорее, результат недостаточно полного исследования пород, затронутых доломитизацией.

Таким образом, начало атадабанского века знаменовалось дифференциацией условий в бассейне; Сахайская органогенная полоса вполне определенно выражена, произошла закладка и становление Атадабанского рифоида (журинские биостромы, ой-муранские биогермы).

Ко времени, отвечавшему зоне R. pinus (a^{pn}), приурочена фаза расцвете-

* Некоторые исследователи [Ярусное расчленение..., 1984] считают временем появления первых трилобитов начало томмотского века.

та Атдабанского рифида, проявившаяся в наибольшем разнообразии фаций, а также наборов сообществ населения. С запада приблизился край седиментационного барьера, на котором формировались барьерные фации оолитовых, псевдооолитовых, реже катаграфиевых известняков, подвергшиеся практически полной последующей доломитизации. К концу времени a^{pn2} образовались небольшие межбарьерные лагуны, заселенные цианобактериями, построившими строматолиты. Осадконакопление в этой части барьерной зоны временами, особенно во второй половине времени a^{pn} , прерывалось полным осушением, следы которого сохранились в виде полигональных трещин усыхания, а также вертикальных норк зарывавшихся илоедов сообщества II⁵ и 2. На восточном окончании рассматриваемого Ленского профиля Сахайской органогенной полосы произошло довольно значительное прогибание дна, в результате которого в эту зону могли сноситься обломки кустиков Epiphyton, Renalcis и археоциат, сформировавших ренальцисовые, проаулопорово- и археоциатово-ренальцисовые тафостромы, хорошо сопоставляющиеся по времени с развитием биогермов и биостромов в районе пос. Ой-Муран. В районе пос. Ой-Муран, а также к западу (Киси-Таас) и востоку (Бачык, Аччагы-Кыыры-Таас) от него в начале времени a^{pn} формировался бачыкский биостром, состоящий из археоциатово-ренальцисово-эпифитоновых зарослей, протянувшихся непрерывной полосой на несколько десятков километров. Этот биостром - важнейшая составная часть Атдабанского рифида. Многочисленные более мелкие биостромы, среди которых по мощности и протяженности выделяются чопчунские, наполняют всю толщу отложений зоны a^{pn} снизу доверху на указанном выше протяжении. Однако состав этих биостромов в основном цианобактериальный, с редкими археоциатами, нередко монотипный эпифитоновый. В районе пос. Ой-Муран формировался археоциатово-цианобактериальный биогермный комплекс отложений, перемежавшихся во времени биостромами того же систематического состава организмов; иногда, кроме того, в биостромах отмечены Girvanella, а также исключительно разнообразное II типа население археоциат (II¹a4). Наконец, отмечено сообщество цианобактерий с археоциатами в виде строматолитов (I³ла)*.

Таким образом, время, отвечавшее зоне a^{pn} , характеризуется наибольшим разнообразием населения I типа.

Справа и слева от Кокоулинского биогермного массива были пониженные участки дна, на которых проходившие течения отложили слои тафостромных проаулопоровых известняков. Кроме того, в этих понижениях морского дна скапливались тонкие продукты деградации цианобактериальных образований в виде микрокомков алевритовой, реже мелко-среднепсаммитовой размерности, органическое вещество которых служило отличным питанием таким детритофагам, как трилобиты. Вполне закономерно, что среди населения II типа преобладали трилобиты, особенно к западу от Кокоулинского массива (Киси-Таас, Жура). К востоку от Кокоулинского массива преобладали две группы организмов - трилобиты и брахиоподы. Эти две группы организмов во время a^{pn} отличались исключительным разнообразием сообществ по сравнению с различными другими, менее многочисленными группами организмов (хиолитов, археоциат, губок, ханцеллорий, скелетных проблематик, причем последние три отмечены только в журиновском разрезе). В зоне Кокоулинского массива чрезвычайно представительным было население археоциат II типа, в большинстве случаев монотипное, реже

* Образец с окаменелостями, представляющими такое сообщество, встречен в свале в районе Юдей (Музей ИГиГ, № 479).

в сообществе с брахиоподами и хиолитами. К востоку и западу от Кокоулинского массива встречены сообщества археоциат во внеорганической фации, $II^1 a_4$, иногда с детритом цианобактериальных образований. Очень характерной была широкая экспансия сообществ илоедов, II^5 и 1 , а также *Aulophycus*, II^4 у. Первое распространялось от баровых фаций (пос. Малькан) до цианобактериальных лугов на Юдее. Второе было избирательно приурочено к центральной части Атабанского рифида (Ой-Муран, Бачык), где оно приходило на смену сообществу проаулопор. Однако вопрос этот требует доработки.

Население III типа было достаточно представительным и разнообразным. На западе, в главной барьерной зоне, как отмечено выше, произрастали цианобактерии, образовавшие оолиты, псевдооолиты, оферолиты, $III^1 o$, а также катаграфии, $III^3 n$. К востоку от Ой-Муранского массива широко было распространено сообщество проаулопор (7 временных уровней в разрезе Бачык, Юдей, многим меньше - на Аччагыль-Кыры-Таасе), непосредственно к западу от Ой-Мурана (мыс. Жура, Киси-Таас) также отмечаются проаулопоровые известняки, хотя частота их встречаемости несколько ниже, чем на востоке.

Отчетливо фиксируется миграция фаций Атабанского рифида, а с ней и всех типов населения с запада на восток. Характерны также многочисленные перерывы в осадконакоплении, сопровождавшиеся перекристаллизацией и доломитизацией осадков, а также небольшими их перемычками.

В начале времени, отвечающем зоне *N. kokoulini* (a^{kk}), наметились первые признаки затухания развития Атабанского рифида. Это выразилось не столько в изменении структуры тыльной стороны рифида, сколько в более редком расположении иловых холмов в его центре (пос. Ой-Муран); Кокоулинский биогермный массив на данном этапе своего развития уже не был сплошным и почти не распознавался.

Население I типа представлено двумя сообществами - $I^1 ar$ (руч. Киси-Таас, пос. Ой-Муран) и $I^2 a_2 r$ (или $I^2 p$) в районе Киси-Тааса, т.е. биостромная фация почти полностью на это время исчезает.

Во второй половине времени a^{kk} образование биостромов практически прекратилось.

Время, отвечающее зоне a^{kk} , было временем господства трубчатых цианобактерий - планктонные проаулопоры и, в меньшей степени, гирванеллы. Они являлись главными карбонатообразователями на протяжении зоны развития Сахайской органогенной полосы, достигающей почти 100 км - от Журинского мыса до пос. Батамай (см. рис. 18), где расположена скв. 4. На всей этой территории установился нормально-морской режим, поддерживаемый зоной течения. Барьерная фациальная зона представлена в основном баровыми фациями оолитовых, псевдооолитовых и катаграфических известняков, доломитизированных до образования полных доломитов, отмечаются перерывы в осадконакоплении по норкам зарывания илоедов. Впервые хорошо проявилась пляжная фация, представленная войлочными образованиями гирванеллы, а также перемытых комков гирванеллового войлока.

Значительным разнообразием отличалось население II типа, причем состав его менялся с запада на восток. Гирванелловые луга сменялись во времени сообществами губок и ханцеллорий, очевидно легко переносившими колебания температуры и солености крайнего мелководья. В отложениях в зоне Киси-Таас отмечается большое количество мелкого раковинного детрита, точнее неопределимого, что свидетельствует о пониженном рельефе дна в этой части бассейна. В районе Ой-Мурана чрезвычайно большим разнообразием отличается состав II типа населения археоциат. Наблюдаются монотипное сообщество $II^2 a$, а также сообщества археоциат с брахиоподами и трилобитами. Из цианобактерий с археоциа-

тами в это время чаще всего отмечаются проаулопоры. К концу рассматриваемого времени a^{kk} археоциаты встречены и далеко к востоку от центральной части рифоида (руч. Аччагый-Кыыры-Таас). Многочисленным и разнообразным было население II типа к востоку от пос. Ой-Муран. В разрезе у дер. Бачык отмечаются смешанные сообщества хиолитов, брахиопод и трилобитов, которые далее к востоку (скв. 4) имеют тенденцию к разъединению и образованию монотипных сообществ этих организмов, неоднократно сменяющих друг друга во времени. Частым компонентом в составе сообществ II типа населения этих групп организмов были проаулопоры, что свидетельствует о близких их биотопах.

Состав экотипов трилобитов, брахиопод и хиолитов (см. рис. 18) четко указывает на миграцию многих форм уже с востока на запад, т.е. с мористой части в сторону рифоида. Только в барьерной зоне с населением III типа, III¹о, III³н, а также в виде чередующегося во времени с последними в виде монотипного сообщества III³т8, отмечаются трилобиты *Malykania*, приспособившиеся к колебаниям солености вод и мигрировавшие по-видимому, с запада. Характерно также, что в районе Ой-Мурана встречены загадочные *Aulophycus* в чередовании во времени с проаулопорами. Этот факт заставляет задуматься над возможной планктонной природой и самого *Aulophycus*.

Обращает на себя внимание, что вновь стали появляться в составе сообществ II типа населения раковинчатые проблематические организмы, которые были сильно угнетены в момент расцвета Атдабанского рифоида. Дважды эти организмы организовывали даже самостоятельное монотипное сообщество,

II¹⁰ ф (Бачык).

Подводя итог характеристике отложений в объеме зоны a^{kk} , следует подчеркнуть, что обстановки седиментации и состав населения говорят об открытом характере морского бассейна, примыкавшего к барьеру пляжной зоной, устанавливаемой в районе Журинского мыса.

Все сказанное выше об обстановках осадконакопления и населении во время, соответствующее зоне a^{kk} , целиком относится и к самому концу атдабанского века (зона *F. Iermontovae*, a^{lm}). Как и в предшествующий период, в среднем течении р. Лены выделяются две крупные фациальные области: барьерная и морская. Однако седиментационный барьер существенно продвинулся к востоку на акваторию моря и вплотную подошел к району, который занимался ранее (время a^{pn}) Кокоулинским биогермным массивом. Массив в это время совершенно не проявлял себя как органогенная постройка, место развития последней сместилось немного к востоку, в район Бачыка, где формировались довольно многочисленные некрупные биостромные пласты (см. рис. 18). Образовался узкий неглубокий пролив между седиментационным барьером на западе и зоной развития биостромов на востоке. Этот пролив нес на себе одновременно функцию края барьера, пляжа моря и внутренней рифоидной впадины, куда, как в стремнину, устремилась мощная струя течения. В результате в этой части рифоида накопились совершенно необычные отложения: при обилии местного обломочного материала они довольно хорошо стратифицированы, переполнены крупными проаулопорами и содержат довольно разнообразный комплекс организмов, свидетельствующих о нормально-морских условиях. При этом отмечается очень высокая подвижность вод, на основании чего здесь выделена "бурунная зона" (см. раздел 4.1). Другие исследователи принимают этот необычный комплекс отложений за "Ой-Муранский органогенно-обломочный массив", который они [Асташкин и др., 1984, с. 31] рассматривают как главный определяющий признак при доказательстве типично рифовой природы древнейших на Земле

органогенных построек, столь многочисленных в пределах Сахайской органогенной полосы на Сибирской платформе.

Морфология самого седиментационного барьера на западе к этому времени заметно изменилась. Помимо барового комплекса на нем появился лагунный, представленный карбонатными породами со строматолитовыми образованиями (см. рис. 18, 19). Лагуны в барьерной области, очевидно, были и ранее, по крайней мере, с того момента, когда в морских отложениях внутренней рифидной впадины появились заметные признаки доломитизации (a^{pn}). Можно предполагать, что к лагунному комплексу относятся не только строматолитовые, но и пластовые АЛЗ-ПСК доломиты, перемежающиеся во времени и на площади как со строматолитовыми, так и с баровыми оолитово-псевдооолитовыми образованиями. Этот вопрос заслуживает дальнейшего изучения.

Во времени, отвечавшем зоне a^{lm2} , резко уменьшилось разнообразие сообществ. Население I типа, хотя и было представлено всеми тремя сообществами, но в явно редуцированной форме. Сообщество иловых холмов, $I^1 a1pз$, давших биогермы, встречено в виде единичных иловых холмов (да и то не всеми отмечается?) только в районе Ой-Мурана; археоциаты из них неопределимы. Сообщество цианобактериальных лугов сместилось на внешнюю часть Атдабанского рифоида и было более представительным и разнообразным. В нем отмечено два сообщества второго порядка, $I^2 a2pз$, $I^2 pa2$ (Бачык, Аччагый-Кыыры-Таас), однако сплошных покровов цианобактерии в это время уже не образовывали.

Наконец, проявилось сообщество I^3 л цианобактерий, образовывавших строматолиты, они встречены в районе пос. Малыкан (внутренняя лагуна) и Киси-Таас (краевая лагуна).

Среди населения II типа преобладали трилобитовые и брахиоподовые сообщества, им несколько уступали хиолитовые и археоциатовые. Эти сообщества неоднократно чередуются во времени, однако отмечается тенденция и некоторого их разделения: археоциаты и хиолиты чаще встречаются в первой половине времени a^{lm} , брахиоподы - во второй. Хиолиты более многочисленны несколько далее к востоку, в районе Аччагый-Кыыры-Таас. Наблюдается также очень редкое сообщество, в котором доминантами были ханцеллории, II^9 члб. Смешанный многокомпонентный состав II типа населения сообществ в районе Ой-Муран - Бачыка отвечает сближению ряда разных фаций: пляжной, зарифидной впадины с морским течением и самого рифоида. Продолжалось угнетение сообщества хиолитов и их фауны, отсутствовал *Aulophycus*. Археоциаты присутствовали среди сообществ населения II типа неоднократно, однако доминантными они отмечены в исключительно редких случаях. Население III типа на западе (пос. Малыкан, Исить) было угнетено; однако цианобактерии, образовывавшие оолиты, псевдооолиты, $III^1 o$, были распространенными в районе Журинского мыса; в подчиненном количестве отмечены формы проявления в виде катаграфий, $III^3 n$. Сообщество, представленное проаулопоровыми цианобактериями, $III^2 c$, начиная с Киси-Таас и далее к востоку, было довольно частым.

Анализ фаций, состава сообществ населения и их распространения в акватории показывает на умирание рифоида и очень близкое приближение к нему барьера с запада.

К началу ботомского века (зна *P. squamosus*, b^{sq}) главный седиментационный барьер не только полностью сомкнулся с районом Атдабанского рифоида, но и перешел через него, продвинувшись в море несколько восточнее руч. Бачык. Таким образом, Атдабанский рифоид перестал существовать. Перестала существовать и внутренняя рифидная впадина, которая была способна принимать сброс лагунных вод, поэтому последние получили свободный до-

ступ в открытое море. Поскольку состав и концентрация солей в лагунных и морских водах существенно различались, постольку поступление лагунных вод в море губительно повлияло на морских обитателей, приводя их к массовой гибели. Кроме того, потоки тяжелых лагунных вод могли нарушать циркуляцию морских, что отразилось бы на балансе питательных веществ и также послужило бы неблагоприятным фактором в жизни моря. Наконец, массовая гибель организмов могла привести к сероводородному заражению придонных вод, что, в свою очередь, стало бы дополнительным фактором гибели донных морских организмов, в частности трилобитов. Все перечисленные факторы, неблагоприятные для сохранения жизни морских организмов, были благоприятными факторами для накопления органического вещества в осадке, приведшего позднее к образованию отложений синской свиты, сопоставляемых с отложениями куонамского типа. Именно такие отложения рассматриваются нами как перспективные для дальнейших процессов нефте- и газообразования. Таким образом, наша оценка перспектив на нефть и газ куонамского типа отложений полностью совпадает с оценкой этих отложений другими исследователями природы раннекембрийских органогенных построек Сибирской платформы (Савицкий, 1973; Асташкин и др., 1984). Однако время и закономерности накопления высокоуглеродистых карбонатных отложений с позиций предлагаемой нами модели могут прогнозироваться гораздо точнее.

С начала ботомского века тенденция к изменению состава населения еще более усилилась. Совершенно исчезли цианобактериальные луга и с ними сообщество $I^2a2pэ$. Население I типа встречено только на одном участке ($I^1a1pэ$, Ой-Муран). Число иловых холмов и их размеры предельно уменьшились. Население II типа к западу от Ой-Мурана распространялось ограниченно, достигая только района Киси-Таас, где наблюдалось сообщество трилобитов II^3 таксона в массовом сопровождении трубчатых цианей, оолитов, катаграфий и с небольшим количеством археоциат. Таким образом, в районе Киси-Таас мы видим смешанный комплекс населения с элементами морских (проаулопоры, археоциаты, трилобиты) и барьерных - баровых (оолиты, катаграфии) представителей. Довольно сложный состав имело сообщество трилобитов, II^3 таксф, встреченное на Ой-Муране. Оно было приурочено к оптимальному биотопу - бурной зоне на границе барьера с окраиной моря и зоной интенсивного течения. Далее к востоку широко проявилось монотипное сообщество трилобитов, II^3 т, а также сложного состава, II^3 тбс и др. Сообщество брахиопод, как и хиолитов, смешено к восточной окраине рассматриваемой зоны, однако и они редко становились доминантными формами в сообществах. Илоеды и *Aulophycus* полностью отсутствуют, но не исключается недостаточная изученность этих отложений на предмет нахождения в них следов илоедов, причиной чего является доломитизация, особенно интенсивная на западной половине территории.

Население III типа представлено только трубчатыми цианеями ($III^2с$, $III^2сж$), зато на значительной площади (от Журы до Аччагый-Туойдаха и далее до Батамая), и проявлялось многократно. Как уже отмечалось, спецификой этого отрезка времени было создание смешанных сообществ между двумя типами населения, например II^3 тс или III^2 ст (в соотношении 1:1), $II^8b1с$, реже II^3 тбас.

Наметившаяся тенденция к изменению режима на территории развития Атабабанского рифида продолжалась и позже, в течение второй половины времени *P. squamosus* (b^{sq2}), когда почти на всей площади региона установился режим "западного типа" с периодическим осолонением морских вод, что обусловлено как продвижением седиментационного барьера к востоку, так и установлением режима прямого его влияния на прилегающую морскую акваторию. К сожалению, все разрезы, за исключением двух (Киси-Таас и Аччагый-Туойдах),

исчерпали себя, и все рассуждения можно делать только на основании некоторых интерполяций, с учетом данных по р. Мухатте [Хоментовский, Репина, 1965], по руч. Улахан-Тарынг [Журавлева и др., 1969а, б], на водоразделах рек Лена и Ботома [Сундукъв, 1982].

Таким образом, Атадабанский рифоид окончил свое существование в самом конце атадабанского века, переродившись в систему оолитово-ооидных баров и редких разрозненных, разобщенных низких иловых холмов в районе центральной части бывшего рифоида. Предельное мелководье, наличие прибойной (бурунной) зоны могли бы привести к началу сооружения истинного рифа. Однако слишком медленный рост каркасостроителей (цианобактерии и археоциаты), имевших изначально нетвердый скелет, не только не привел к образованию рифа (хотя бы на ранней стадии), но и создал условия, совершенно неблагоприятные для обитания каркасостроителей. Этот процесс закончился во время *V. gurarii* (b^{gr}), когда небольшой подъем барьерной зоны способствовал, очевидно, сбросу лагунных вод в море. На востоке на фоне процесса небольшого некомпенсированного прогибания образовывался застойный режим бассейна (синская свита), при котором в осадок захоронялось большое количество органического вещества. Очевидно, эти условия и приводили к периодическому массовому захоронению организмов, особенно многочисленных в морской фациальной зоне трилобитов. Основными продуцентами органического вещества были, по-видимому, цианобактерии, однако следы этих организмов, накопителей органического вещества (ОВ), сохранились лишь в неясном виде (единичные проаулопоры, многочисленные микрокомки, а также высокое содержание ОВ). Иногда находят отпечатки *Aldanophyton*, принимаемые за высшие растения [Криштофович, 1962]. Отмеченные выше находки *Aulophysus* в типично морских фациях Атадабанского рифоида заставляют задуматься о возможно близкой природе этих образований, но отсутствие специальных исследований данных организмов не позволяет в настоящее время использовать эти окаменелости для палеобиогеографических реконструкций.

Окончание существования Атадабанского рифоида не означало изживания Сахайской органогенной полосы. Напротив, после периода некоторой нивелировки условий (b^{as}) она возобновила свою деятельность, но в несколько смещенном к северо-северо-востоку положении [Асташкин и др., 1984]. Однако крупные органогенные сооружения в ее пределах были уже иными.

Заканчивая обзор по палеобиогеографии нижнего кембрия на юго-востоке Сибирской платформы, подчеркнем основные особенности органогенной постройки, позволяющие предложить принципиально новую модель ее развития (см. рис. 19).

Наши исследования показали, что комплекс отложений крупной и сложной органогенной постройки, названной И.Т. Журавлевой [1979/ Атадабанским рифоидом, а многими другими исследователями – рифом, является типично морским образованием и имеет слоистое строение подобно другим морским комплексам. Отложения типа нохоройской пачки на р. Лене, слагающиеся желваковидными волнисто-слоистыми известняками, как выяснилось нами, были наиболее мористой частью в этом комплексе. В атадабанском веке они прослеживаются, по крайней мере, от пос. Малькан на западе до пос. Батамай на востоке; уменьшаются в этом направлении только размер желвачков и мощность слоев, как и в комплексе в целом. Близкие к нохоройской пачке состав и строение имеют отложения зоны t^{ln} , которые являются самым мористым комплексом томмотского века. Типичные барьерные фации начинаются оолитово-псевдооолитово-катаграфиевым комплексом и строматолитами. Они перекрывают в ботомском веке западную половину территории развития атадабанского рифоида и распространяются

далее к западу, на территорию разрезов западного типа, включаемых сейчас в состав лагунного комплекса.

Значительно ранее К.К. Зеленов выполнил большую литологическую работу и определил основные генетические типы нижнекембрийских отложений. Археоциатово-водорослевые биогермы К.К. Зеленов [1957, с. 37] относил к фациальной области нормального открытого моря. И.Т. Журавлева, многие годы изучавшая археоциат, пришла к глубокому убеждению в том, что эти организмы были обитателями нормального открытого моря [Журавлева, 1960, 1972; Журавлева и др., 1983а]. Наши результаты детальных комплексных исследований подтверждают эту точку зрения, а также позволяют расширить представления о модели развития Атабабанского рифоида (см. рис. 18).

В истории развития Атабабанского рифоида различаются три этапа, каждый из которых начинается выравниванием профиля морского дна и вторжением морского течения, а завершается дифференцированными подвижками морского дна, приводившими к возникновению органогенных построек, а также миграции седиментационного барьера с запада на восток.

В периоды выравнивания морского дна (t^{sn} , t^{ln} , a^{kk}) акваторию Атабабанского рифоида заселяли в основном планктонные проаулопоры, в периоды дифференцированных движений морского дна широко распространились придонные цианобактерии, образовавшие биогермы и биостромы (см. рис. 18). Во время, соответствующее t^{rg} , морское дно было слабо приподнятым в районе пос. Ой-Муран, откуда полого погружалось к западу (см. рис. 19). В это время хорошо были выражены внутренняя цианобактериевая плита и внутренняя рифоидная впадина. Во время, отвечавшее зоне a^{zb} , морское дно в районе Киси-Таас погрузилось и внутренняя рифоидная впадина разделилась внутренней цианобактериевой плитой на две подзоны: прибиогермную (5а) и приборьерную (5б). Во время, отвечавшее зоне a^{pn} , произошло надвигание главного седиментационного барьера на западную часть внутренней рифоидной впадины. После выравнивания морского дна, отвечающего зоне a^{kk} , барьер снова продвинулся к востоку, и внутренняя рифоидная впадина превратилась в узкий мелководный пролив к концу атабабанского века (a^{lm2}). В ботомском веке (b^{lat}) пролив закрылся, и седиментационный барьер вошел в прямое соприкосновение с открытым морем, зоной внешней цианобактериевой плиты. Атабабанский рифоид перестал существовать.

Подводя итог литологической, палеоэкологической и палеобиогеографической характеристикам отложений нижнего кембрия стратотипической местности Восточной Сибири, следует особо подчеркнуть важность комплексного подхода к изучению проблем специалистами разного профиля. Именно такой подход необходим при изучении наиболее сложных осадочных толщ, каковыми являются, в частности, карбонатные. Систематизация большого фактического материала проведена на основе формализованной классификации пород, породных ассоциаций, сообществ населения и фаций.

В классификации пород различаются типы, переходные и дополнительные разновидности. Такое деление оказалось результативным, поскольку выяснилось, что переходные разновидности пород фиксируют не только фациальные переходы, но и зоны вторичного преобразования отложений. Рассмотрены состав пород, условия образования и вторичного преобразования, роль и последовательность проявления процессов деградации, перемыва, перекристаллизации и замещения в формировании состава осадков и пород. Выявлены индикаторные возможности карбонатных и глинистых минералов (в том числе глауконита) при восстановлении показателей среды накопления и изменения осадков.

Большое внимание уделено изучению закономерностей наложения пород в разрезах, выявлению однородности и разных типов неоднородности: цикличности, закономерного и незакономерного чередования слоев, скрытых перерывов в осадконакоплении. Важным этот анализ оказался для отложений, как охарактеризованных, так и неохарактеризованных палеонтологически, прежде всего доломитовых. Установлена смена сообществ организмов раннего кембрия в связи с изменением петрографического состава и фациальной зональности отложений. Все это позволило оценить природу биостратиграфических и литостратиграфических границ и наметить изохронные, условно изохронные и скользящие границы.

Изучен состав раннекембрийского населения, выделены типы населения и составляющие их сообщества, выявлены закономерности распределения сообществ во времени и на площади, характеристика их экотипов, установлены центры расселения организмов. Детализирован фациальный состав отложений, выявлены закономерности миграции населения за фациями, случаи смещения организмов и главные факторы миграции фаций: тектоническая эволюция профиля морского дна, деятельность морского течения и периодические поступления лагунных осолоненных вод. Если первые приводили как к торможению, так и к активизации биохеомогенного и органиогенного карбонатакопления, то последние - к приостановке жизнедеятельности организмов, вплоть до возникновения заморов в начале ботомского века.

Предложена новая модель строения и развития Агдабанского рифоида. Доказано, что сам биогермный массив не играл роли главного седиментационного барьера, разделявшего кембрийский бассейн на две фациальные области: восточную - открытого моря и западную - лагунную. Роль главного седиментацион-

ного барьера выполняла область, расположенная далеко к западу от биогермного массива, занятая, как пишут некоторые исследователи, бессолевыми отложениями лагунной области, которые представлены доломитами, в том числе строматолитовыми, а также микрофитолитовыми (катаграфиевыми и онколитовыми, или комковатыми и оолитовыми) известняками и доломитами. Судя по этому комплексу отложений, рассматриваемый седиментационный барьер не имеет ничего общего со строением барьерного рифа и, следовательно, не может рассматриваться в качестве элемента рифовой органогенной постройки. Не может рассматриваться в качестве рифа и Кокосулинский (Ой-Муранский) биогермный массив. Этот массив и вмещающие его отложения являются морскими образованиями и характеризуются слоистым строением, как все морские толщи.

В истории рифида различаются три цикла развития; каждый начинается выравниванием (опусканием) морского дна и вторжением сильного морского течения, а завершается дифференцированными поднятиями морского дна, не достигшими, однако, уровня моря. На этих поднятиях развивались органогенные постройки, в том числе Кокосулинский биогермный массив.

Рассмотренный комплекс органогенных построек, называемый рифидом [Журавлева, 1979], фациальные аналоги которого среди более молодых отложений пока не выявлены, характеризует первое в геологической истории Земли появление органогенных построек с участием каркасостроителей, а также их спутников – разнообразного и обильного населения раковинчатых организмов, в том числе скелетных проблематик. Для региона в целом различаются пять морфологических типов органогенных построек, имеющих разную фациальную позицию. Первый тип – строматолитовые массивы – характеризует наиболее мелко- и тихоходную фациально неустойчивую зону, подверженную колебаниям солености, свойственной барьерной области. Второй тип – микрофитолитовые массивы – типичные для мелководной наиболее подвижной обстановки – зоны течений и волнений, также подверженной колебаниям солености, свойственной краю барьера – баровой зоне. Третий тип – цианобактериево-археоциатовые холмы – биогермы, редко мелкие биогермные массивы, с периодическим приносом тонкого терригенного материала (алеврита, глины), с нормальной или слабо повышенной соленостью. Четвертый тип – цианобактериевые и цианобактериево-археоциатовые луга – биостромы – мелководье с чистой водой (без приноса терригенного материала и с близкой к нормально-морской соленостью). Можно выделить и пятый тип цианобактериевых образований – субавтохтонный проаулопоровый и гирванелловый тафостром. Рифид вмещает в себя совокупность органогенных построек перечисленных типов и обладает довольно сложным строением. Он сочетает в себе элементы карбостромовых образований докембрия с элементами органогенной постройки нового типа, главными каркасостроителями которой были цианобактерии и археоциаты.

Органогенные постройки разделяются в пространстве и во времени абиогенными образованиями, представляющими собой продукты деградации, перемыва, перекристаллизации и доломитизации первичных цианобактериевых известняков.

Как показано выше, каркасостроителями в раннекембрийской Сахайской органогенной полосе были цианобактерии и археоциаты: в биогермах значительную роль (и преобладающую) играли археоциаты, в биостромах – цианобактерии. Биогермы, образованные археоциатами и цианобактериями, в палеогеографическом плане представляли собой типичные иловые холмы, где иловый компонент, возникавший в основном за счет деградации органогенного материала, преобладал или составлял до половины объема биогерма. Для обеспечения активного каркасостроения лучше всего годились археоциаты с выростами и разрастаниями, со способностью образовывать специфические пластины – хасактии. Эти скелетные производные основного скелета (кубка), переплетаясь и срастаясь между собой, лучше обеспечивали скрепление каркаса органогенной постройки. Циано-

бактерии действовали двояко: обызвествленные формы (ренальцис, эпифитон и др.) участвовали в каркасостроении непосредственно; обязательно должны были существовать необызвествленные формы, игравшие роль цементаторов.

И цианобактерии, и археоциаты принадлежали к организмам с индуцируемым типом скелета – наиболее примитивным, не несущим еще опорной роли. Имея в виду одинаковый тип микроструктуры (гранулярный) у обеих групп организмов и учитывая специфику археоциат, можно сделать вывод об изначально нетвердом поверхностном внешнем слое археоциат, обызвествление которого шло с запозданием по отношению к растущим частям организма, что отразилось на неправильной форме выростов и пластичности их скелета. Для каркасостроения это свойство скелета археоциат имело особое значение: каркас из CaCO_3 в иловых холмах возникал также с запозданием по отношению к моменту роста "живой пленки" илового холма. То же относится и к биостромам. Сказанное определяет специфику раннекембрийских органогенных построек: оба главных каркасостроителя обладали свойством, которое позднее ни разу не проявлялось в органогенных постройках с другим набором каркасостроителей – мшанок, кораллов и др. Это свойство – затвердевание скелета с некоторым запозданием в процессе роста.

Другая особенность раннекембрийских органогенных построек связана с тем, что именно в пределах Сахайской органогенной полосы размещались центры расселения многих групп организмов, в том числе и археоциат (цианобактерии были расселены повсеместно и ранее, в докембрии). Именно в исследуемом регионе впервые отмечались органогенные постройки с участием археоциат.

Уникальность условий в пределах Сахайской органогенной полосы (мелководье, теплые воды, сильное течение) позволила каркасостроителям со временем приступить к сооружению крупной органогенной постройки – Атдабанского рифоида. Обладая многими внешними чертами сходства с современными рифами, рифоид в то же время резко отличается от рифа как по морфологии, так и по внутренней структуре.

Предполагается также еще одна специфическая черта органогенных построек раннего кембрия – исключительно замедленный темп накопления биолитов вследствие медленного роста основных каркасостроителей, что способствовало почти полной деградации органогенных образований на отдельных этапах жизни рифоида.

Авторы считают полезным применение комплексного подхода и разработанных методик к дальнейшему изучению нижнепалеозойских отложений Сибирской платформы с целью развития фациального районирования, межрегиональной и межконтинентальной их корреляции, а также прогнозирования полезных ископаемых, особенно нефти и газа. Комплексный подход к изучению и разработанные методики могут применяться при исследовании любых осадочных отложений. Формализованные классификации пород, населения, фаций позволили ввести условные индексы, а это, в свою очередь, открывает возможность математической обработки фактического материала с использованием ЭВМ с целью создания моделей осадконакопления в древних морских бассейнах.

- Анатольева А.И. Домезозойские красноцветные формации. - Новосибирск: Наука, 1972.- 345 с.
- Архангельская Н.А., Григорьев В.Н., Зеленев К.К. Фации нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы. - М.: Изд-во АН СССР, 1960.-190 с.
- Асташкин В.А. Проблематические организмы-породообразователи в нижнекембрийских отложениях Сибирской платформы. - В кн.: Проблематики позднего докембрия и палеозоя. М.: Наука, 1985, с. 144-148.
- Асташкин В.А., Варламов А.И., Егорова Л.И., Шабанов Ю.Я. Стратиграфическое положение трилобитов "санаштыгольского" комплекса в стратотипическом разрезе нижнего кембрия р. Лены. - В кн.: Стратиграфия и палеонтология Сибири. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1981, с. 5-15.
- Асташкин В.А., Варламов А.И., Шишкин Б.Б., Федоров А.В. Кембрийские рифовые комплексы Западной Якутии. - В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности рифовых систем кембрия Сибирской платформы. М.: Недра, 1984, с. 12-74.
- Бакри Д., Клинг С.А., Мангейм Ф.Т. и др. Геологическое значение кокколлитов в тонкозернистых карбонатных слоях постгляциальных осадков Черного моря. - Литология и полезные ископаемые, 1970, № 6, с. 3-7.
- Белобородова Г.В., Сундуков В.М. О генезисе доломитов с археоциатами. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1976, с. 69-74.
- Благовидов В.В. Неогенные соленосные формации Средней и Центральной Азии. - Новосибирск: Наука, 1978. -148 с.
- Бобров А.К., Колосов П.Н., Вальков А.К. Сопоставление отложений нижнего кембрия восточной и западной фациальных областей северного склона Алданского щита. - В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Доклады на XVII научной сессии ЯФ СО АН СССР. Якутск, 1968, с. 103-114.
- Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. - М.: Наука, 1962. - 542 с.
- Бриндли Г.В. Каолиновые, серпентиновые и родственный им минералы. - В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965, с. 70-163.
- Бровков Г.Н., Могилев А.Е. К вопросу о классификации терригенных осадочных пород по вещественному составу. - Литология и полезные ископаемые, 1965, № 6, с. 67-74.
- Брэдли И.Ф., Грим Р.Е. Слоистые минералы глин. - В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965, с. 248-283.
- Варламов А.И., Сундуков В.М. Отложения зарифовой отмели кембрийских рифовых систем Западной Якутии. - В кн.: Геология рифовых систем кембрия Западной Якутии. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1979, с. 31-49.
- Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения. - Л.: Гостехиздат, 1948. - 216 с.
- Вассоевич Н.Б. Слоистость в свете учения об осадочной дифференциации. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 5, с. 96-115.
- Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша. - Л.: Гостехиздат, 1951. - 240 с.
- Вильсон А. Оптика рентгеновских лучей. - М.: Изд-во ИЛ, 1951.- 140 с.
- Вингисаар П.А., Ораспыльд А.Л., Эйнасто Р.Э., Юргенсон Э.А. Единая классификация и легенда карбонатных пород. - Таллин: изд. ИГ ЭССР, 1965. - 49 с.
- Вистеллиус А.Б. Красноцветные отложения полуострова Челекен. - М.-Л.: Наука, 1966.- 304 с.
- Гинье А. Рентгенография кристаллов. - М.: Гос. изд-во физ.-мат. лит-ры, 1961.-604 с.
- Горбунова Л.И. Результаты сравнительного изучения глауконитов разных фаций. - Докл. АН СССР. Новая серия, 1950, т. 70, № 5, с. 867-870.
- Грицаенко Г.С., Рудницкая Е.С., Горшков А.И. Электронная микроскопия минералов. - М.: Изд-во АН СССР, 1961. - 129 с.

- Гроссгейм В.А., Романовский С.И. Палеогеографическое значение связи между мощностями слоев в разрезах флиша. - Литология и полезные ископаемые, 1971, № 1, с. 136-142.
- Давыдов Ю.В. Рифейские карбонатные стложения юго-востока Сибирской платформы и ее обрамления (состав и происхождение). - Новосибирск: Наука, 1975. - 127 с.
- Дмитриева Е.В., Либрович В.П., Некрасова О.И. и др. Вопросы классификации осадочных горных пород. - В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. М.: Наука, 1968, с. 24-34.
- Дьяконов Ю.С. Развитие прямого метода расшифровки смешанослойных структур. - В кн.: Кристаллохимия и структура минералов. Л.: Наука, 1974, с. 33-42.
- Жарков М.А., Жаркова Т.М. Наборы и ассоциации соляных пород соленосных формаций хлоридного типа, их сравнительная характеристика и механизм образования. - В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. М.: Наука: 1969, с. 7-79.
- Журавлева И.Т. Археоциаты Сибирской платформы. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - 344 с.
- Журавлева И.Т. Раннекембрийские фациальные комплексы археоциат (р. Лена, среднее течение). - В кн.: Проблемы биостратиграфии и палеонтологии нижнего кембрия Сибири. М.: Наука, 1972, с. 31-109.
- Журавлева И.Т. Сахайская органогенная полоса. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Вопросы экостратиграфии. Новосибирск: Наука, 1979, с. 128-154.
- Журавлева И.Т. Палеобиогеография раннего кембрия. - В кн.: Палеонтология, палеобиогеография и моделизм. Магадан, 1981, с. 43-52.
- Журавлева И.Т. Метод каркасного палеоэколого-фациального анализа органогенных построек. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1985.
- Журавлева И.Т., Задорожная Н.М., Осалчая Д.В. Фауна нижнего кембрия Тувы (опорный разрез р. Шивелич-Хем). - М.: Наука, 1967. - 80 с.
- Журавлева И.Т., Коршунов В.И., Розанов А.Ю. Атабанский ярус и его обоснование по археоциатам в стратотипическом разрезе. - В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1969а, с. 3-59.
- Журавлева И.Т., Мешкова Н.П., Лучинина В.А. Геологический профиль через среднее течение р. Лены (с каталогами окаменелостей). - Новосибирск: Наука, 1969б. - 176 с.
- Журавлева И.Т., Мешкова Н.П., Лучинина В.А., Кашина Л.Н. Биофаши Анабарского моря в позднем докембрии и раннем кембрии. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоландшафты и биофаши. Новосибирск: Наука, 1982, с. 74-103.
- Журавлева И.Т., Лучинина В.А., Мешкова Н.П. и др. Экология населения раннекембрийского бассейна Сибирской платформы (на примере Атабанского рифоида). - В кн.: Проблемы экологии фауны и флоры древних бассейнов. М.: Наука, 1983а, с. 33-43.
- Журавлева И.Т., Коршунов В.А., Лучинина В.А. и др. Опорные скважины верхнего докембрия - нижнего кембрия в стратотипическом районе среднего течения реки Лены. - В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия северной Азии. М.: Наука, 1983б, с. 3-45.
- Зеленов К.К. Литология нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива. - М.: Изд-во АН СССР, 1957. - 125 с.
- Зеленов К.К., Журавлева И.Т., Кордэ К.Б. К строению алданского яруса Сибирской платформы. - Докл. АН СССР, 1955, т. 102, № 2, с. 343-346.
- Каныгин А.В. Экологические типы ордовикских остракод. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоэкологические проблемы. Новосибирск: Наука, 1974, с. 87-100.
- Каменова М.Ю., Николаева И.В. Изучение тонкодисперсных минералов группы глауконита комплексом физических и химических методов. - В кн.: Использование минералогических методов исследования при прогнозе, поисках и оценке месторождений полезных ископаемых (тезисы докладов I Республиканского совещания). Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1981, с. 121.
- Котельников Д.Д., Солодкова Н.А. Диагностика, структурные особенности и генезис бертьерина. - В кн.: Рентгенография минерального сырья. М.: ВИМС, 1977, с. 162-183.
- Коршунов В.И. Биостратиграфия и археоциаты нижнего кембрия северо-востока Алданской антеклизы. - Якутск, 1972. - 128 с.
- Крашенинников Г.Ф. Основные принципы классификации осадочных пород и современных осадков. - В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. М.: Наука, 1968, с. 7-16.
- Криштофович А.Н. Палеоботаника. - Л.: Гостехиздат, 1962. - 650 с.
- Лермонтова Е.В. Класс Trilobita. - В кн.: Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Т.1. Кембрий. М.: Гостеолтехиздат, 1940, с. 131-152.

- Лермонтова Е.В. Нижнекембрийские трилобиты и брахиоподы Восточной Сибири. - М.: Госгеолиздат, 1951. - 220 с.
- Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. Изд. 3. - М.: Высшая школа, 1984. - 418 с.
- Лучинина В.А. Экология водорослей и микроструктура водорослевых биостромов, ϵ_1 , р. Лена. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Поздний докембрий и палеозой Сибири. Новосибирск: Наука, 1973, с. 69-71.
- Лучинина В.А. Палеоальгологическая характеристика раннего кембрия юго-востока Сибирской платформы. - Новосибирск: Наука, 1975. - 97 с.
- Малюшко Л.Д., Бакулов А.Д., Власова Н.А., Константинова Н.К. Примененне дериватографии, атомно-абсорбционного и приближенно-количественного спектрального анализа для геохимического изучения карбонатных пород. - В кн.: Результаты изучения карбонатных пород - коллекторов Сибирской платформы с применением физических методов исследования. Новосибирск: изд. СНИИГиМС, 1976, с. 86-91.
- Мандрикова Н.Т. Особенности формирования карбонатного вещества на разных стадиях породообразования - Автореф. канд. дис. - Новосибирск, 1985. - 17 с.
- Мешкова Н.П. Хиолиты нижнего кембрия Сибирской платформы. - Новосибирск: Наука, 1974. - 110 с.
- Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. - М.: Госгеолтехиздат, 1958, с. 784-803.
- Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. - Новосибирск: Наука, 1977. - 320 с.
- Николаева И.В. Фациальная зональность химического состава минералов группы глауконита и определяющие ее факторы. - В кн.: Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981, с. 4-40.
- Николаева И.В. Значение минералов группы глауконита для выявления условий образования карбонатных отложений. - В кн.: Карбонатные формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, с. 50-53.
- Николаева И.В. Классификация терригенных и биохемогенных пород (на примере венд-нижнекембрийских отложений Западного Прианабарья). - Геол. и геофиз., 1983а, № 5, с. 56-63.
- Николаева И.В. Сохранения пород и фациально-палеогеографические особенности венд-нижнекембрийских отложений Западного Прианабарья (р. Котуй). - Геол. и геофиз., 1983б, № 7, с. 54-65.
- Николаева И.В., Гусев Г.М., Юсупов Т.С. и др. Проблема неизмененных и измененных минералов группы глауконита. - В кн.: Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981, с. 55-69.
- Николаева И.В., Каменева М.Ю., Бородаевская З.В. Микронеоднородность минералов группы глауконита и ее генетическая интерпретация. - Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 4, с. 939-941.
- Нужнов С.В., Потапов С.В., Лабанова А.Ф., Спарышкин М.М. Геологические основы стратиграфии кембрия юго-востока Сибирской платформы. - Новосибирск: Наука, 1977. - 173 с.
- Омельяненко Б.М., Воловикова И.М., Дриц В.А. и др. О содержании понятия серицит. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 5, с. 69-88.
- Параев В.В. Девонские красноцветные осадочно-вулканогенные ассоциации Тувинского прогиба. - Новосибирск: Наука, 1978. - 158 с.
- Пельман Ю.Л. Ранне- и среднекембрийские беззамковые брахиоподы Сибирской платформы. - Новосибирск: Наука, 1977. - 168 с.
- Пероziо Г.Н., Белобородова Г.В., Козлов В.Ф. Атлас электронно-микроскопических снимков с поверхности сколов карбонатных пород. - Новосибирск: изд. СНИИГиМС, 1974. - 50 с.
- Пероziо Г.Н., Мандрикова Н.Т. Карбонатные цементы терригенных пород в зоне эпигенеза. - В кн.: Карбонатные породы Сибири. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1974, с. 59-67.
- Пероziо Г.Н., Белобородова Г.В., Козлов В.Ф. и др. Типы коллекторов рифогенного комплекса нижнего и среднего кембрия р. Амги. - В кн.: Результаты изучения карбонатных пород - коллекторов Сибирской платформы с применением физических методов исследования. Новосибирск: изд. СНИИГиМС, 1976, с. 6-23.
- Пероziо Г.Н., Мандрикова Н.Т., Бакулов А.Д., Козлов В.Ф. Минералогия и термоминерализация карбонатных пород верхнего протерозоя и нижнего кембрия Мархинской опорной скважины. - Там же, с. 40-62.
- Покровская Н.В. Стратиграфия кембрийских отложений юга Сибирской платформы. - В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 444-456.

- Покровская Н.В. Трилобитовая фауна и стратиграфия кембрийских отложений Тувы. Вып. 27. М.: Изд-во АН СССР, 1959. - 197 с.
- Покровская Н.В., Журавлева И.Т. О выделении нижнего кембрия в самостоятельную геологическую систему. - В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 186-199.
- Полетаева О.К. Фауна кембрийских трилобитов санаштыкгольского известняка Зап. Саяна.- Материалы по геологии Зап.-Сиб. края, 1936, № 35.
- Попов В.И. К классификации и терминологии карбонатных осадков и пород по их механическому составу. - В кн.: Фашии и геохимия карбонатных отложений. Ленинград - Таллин: изд. ВСЕГЕИ, 1973, с. 13-14.
- Путеводитель экскурсии по рекам Алдан и Лена. - М.: Изд-во АН СССР, 1972. - 118с.
- Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. Т.1. - 476 с.; т. 2. - 420 с. - М.-Л.: Гостоптехиздат, 1940.
- Пиновская И.А. Типы ископаемого морского дна. - В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления докембрия и палеозоя. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 23-36.
- Пиновская И.А., Задорина С.Н. Ископаемое дно некоторых палеозойских морей в Средней Азии и Казахстане. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1982, с. 20-27.
- Репина Л.Н. Древнейшие трилобиты Сибири. - В кн.: Палеонтология и морская геология. Докл. сов. геологов к XXV сес. Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1976, с. 43-51.
- Репина Л.Н. Биофашии трилобитов тарынского уровня нижнего кембрия Сибирской платформы. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Фашии и организмы. Новосибирск: Наука, 1979а, с. 51-73.
- Репина Л.Н. Зависимость морфологических признаков от условий обитания трилобитов и оценка их значения для систематики надсемейства *Olenelloidea*. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Вопросы экостратиграфии. Новосибирск: Наука, 1979б, с. 11-29.
- Репина Л.Н. Экотипы оленеллоидных трилобитов и их распространение в переходном типе разреза (Сибирская платформа). - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоландшафты и биофашии. Новосибирск: Наука, 1982, с. 46-59.
- Репина Л.Н. Фашиальные комплексы трилобитов раннего кембрия Сибирской платформы. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом (палеобиогеография и палеоэкология). Новосибирск: Наука, 1983, с. 54-75.
- Репина Л.Н., Жаркова Т.М. Об условиях обитания трилобитов в раннекембрийском бассейне Сибири. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом (палеоэкологические проблемы). Новосибирск: Наука, 1974, с. 100-108.
- Репина Л.Н., Журавлева И.Т. Новое местонахождение биогермов с археоциатами. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1977, с. 134-136.
- Решения Междудеятельного совещания по разработке унифицированных схем Сибири (Ленинград, 1956 г.). - Л.: Госгеолтехиздат, 1959. - 254 с.
- Решения Междудеятельного совещания по разработке унифицированных схем Якутской АССР. - М.: Госгеолтехиздат, 1963.
- Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В. Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембрия. - М.: Наука, 1966. - 126 с.
- Розенбуш Г. Описательная петрография. - Л.-М.: Госгеолнефтеиздат, 1934. - 720 с.
- Романовский С.И. Применение теории информации для решения некоторых задач литологии. - В кн.: Математические методы в геологии. Вып. 1. Ленинград: изд. ВСЕГЕИ, 1968, с. 75-92.
- Романовский С.И. Состояние и перспективы изучения процессов соленакопления. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 2, с. 39-46.
- Романовский С.И. Седиментологические основы литологии. - Л.: Недра, 1977. - 408 с.
- Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. - Л.: Гостоптехиздат, 1959. - 553 с.
- Савицкий В.Е. Общие вопросы стратиграфии и районирования Сибирской платформы по типам разрезов нижнекембрийских отложений. - В кн.: Кембрий Сибирской платформы. М.: Недра, 1972, с. 6-13.
- Савицкий В.Е. К вопросу о фациальных факторах оценки перспектив нефтегазосности кембрия востока Сибирской платформы. - В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазосности Сибирской платформы. Новосибирск: изд. СНИИГиМС, 1973, с. 73-81.
- Савицкий В.Е., Асташкин В.А. Роль и масштабы рифообразования в кембрийской истории

- Сибирской платформы. - В кн.: Геология рифовых систем кембрия Западной Якутии. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1979, с. 5-18.
- Силур Эстонии /Ред. Д.Л. Кальо. - Таллин: Валгус, 1970.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. - М.: Наука, 1960-1962, Т.1.-210 с. Т.2.-572 с. Т.3. - 550 с.
- Суворова Н.П. О ленском ярусе нижнего кембрия Якутии. - В кн.: Вопросы геологии Азии Т.1. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 466-483.
- Суворова Н.П. Трилобиты кембрия востока Сибирской платформы. Протолениды. - М.: Изд-во АН СССР, 1956. -182 с.
- Суворова Н.П. Трилобиты кембрия востока Сибирской платформы. Вып. 2. Оленеллиды, гранулярииды. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - 236 с.
- Суворова Н.П. Трилобиты коринексоиды и их историческое развитие. - М.: Наука, 1964.-31
- Сундуков В.М. Фациальный анализ археоциат нижнего кембрия юго-востока Сибирской платформы, р. Ботомы. - В кн.: Стратиграфия и фашии осадочных бассейнов Сибири. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1982, с. 46-56.
- Сысоев В.А. Биостратиграфия и хиолиты ортотещиморфы нижнего кембрия Сибирской платформы. - М.: Наука, 1972. - 152 с.
- Татарский В.Б. О номенклатуре карбонатного материала по размеру зерен. - Вестник ЛГУ. Сер. геол. и геофиз., 1959, вып. 4, с. 5-10.
- Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектон. карте Евразии. М-6 1:5000000. Под ред. А.Л. Яшина. - М.: Наука, 1966. - 487 с.
- Теодорович Г.И. Учение об осадочных породах. - Л.: Гостоптехиздат, 1958. - 572 с.
- Толь Э. К вопросу изучения сибирского кембрия. - Записки Импер. Акад. наук, 1899, т. VIII, № 10.
- Томмотский ярус и проблемы нижней границы кембрия/Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова К.Н. и др. - М.: Наука, 1969. - 380 с.
- Уилсон Дж. Л. Карбонатные фашии в геологической истории. - М.: Наука, 1980.-463 с.
- Фашии и фауна силура Прибалтика /Ред. Д.Л. Кальо. - Таллин: изд. ИГ АН ЭССР, 1977.-285 с.
- Федоров А.Б., Егорова Л.И., Савицкий В.Е. Первая находка древнейших трилобитов из нижней части стратотипа томмотского яруса нижнего кембрия (р. Алдан). - Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 5, с. 1188-1190.
- Хворова И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы.- М.: Изд-во АН СССР, 1958. - 170 с.
- Хворова И.В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. - В кн.: Вулканоогенно-осадочные и терригенные формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 7-29.
- Херасков Н.П. Тектоника и формации. Изб. труды. - М.: Наука, 1967.-404 с.
- Хоментовский В.В., Репина Л.Н. Нижний кембрий стратотипического разреза Сибири. - М.: Наука, 1965. - 200 с.
- Хоментовский В.В., Диденко А.Н., Пятилетов В.Г. Общие выводы по стратиграфии венда Западного Прианбарья. - В кн.: Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 3-20.
- Чернышева Н.Е. Стратиграфия кембрийских отложений юго-восточной окраины Сибирской платформы. - В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1955, с. 29-40.
- Чернышева Н.Е. Стратиграфия кембрия Алданской антеклизы и палеонтологическое обоснование выделения амгинского яруса. - Л.: Гостоптехиздат, 1961.-282 с.
- Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3-23.
- Шатский Н.С. О геологических формациях. Изб. труды. Т.3. Геологические формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965, с. 7-12.
- Шатский Н.С. Формационный метод выяснения закономерностей распределения осадочных минеральных концентраций в земной коре. - Там же, с. 13-15.
- Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. - Там же, с. 52-143.
- Шатский Н.С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций. - Там же, с. 153-174.
- Шатский Н.С. Осадочные формации. - Там же, с. 175-184.
- Швецов М.С. Петрография осадочных пород. - М.: Госнаучтехиздат, 1958. - 415 с.
- Швецов М.С. Основы классификации осадочных пород. - В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. Международный геол. конгресс. Сессия XXIII. Доклады сов. геологов. Проблема 8. М.: Наука, 1968, с. 17-23.

- Шуменко С.И. Кокколиты, их геологическое значение и изученность. - Сов. геология, 1969, № 6, с. 19-27.
- Эренбург Б.Г. О применении рентгеновского анализа при геологических исследованиях. - Разведка и охрана недр, 1955, № 1, с. 19-29.
- Эренбург Б.Г. Некоторые возможности применения рентгеновского анализа поликристаллов при геологических исследованиях. - Изв. АН СССР. Сер. физ., 1956, т. 20, № 7, с. 764-769.
- Эренбург Б.Г. Рентгенометрическое исследование кальцийсодержащих сидеритов. - Записки Всесоюзного минералогического общества, 1962, т. 91, № 5, с. 595-603.
- Ярусное расчленение нижнего кембрия. Атлас окаменелостей. - М.: Наука, 1983. - 216 с.
- Ярусное расчленение нижнего кембрия. Стратиграфия. - М.: Наука, 1984. - 184 с.
- Albissin M. Les traces de la deformation dans les roches calcaires. - Rev. Geograph. Phys. Syn., 1963, Ser. 2, N 5, p. 121-140.
- Burst J.E. Mineral heterogeneity in "glauconite" pellets. - Amer. Mineral., 1958, v. 43, N 5-6, p. 481-497.
- Chave K.E. Aspects of the biogeochemistry of magnesium. 2. Calcareous sediments and rocks. - J. Geol., 1955, v. 62, N 6, p. 587-599.
- Dunham R.J. Classification of carbonate rocks of according to depositional texture. - In: Classification of Carbonate Rocks. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem., 1962, Mem. 1, p. 108-121.
- Fenton C.L., Fenton M.A. Algal reefs or bioherms in the Belt series of Montana. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1933, v. 44, N 6, p. 1135-1142.
- Flügel E., Franz H.E., Ott W.F. Review of electron microscope studies of limestones. - In: Carbonate sedimentology in central Europe. New York: Springer Verlag, 1968, p. 85-97.
- Folk R.L. Practical petrographic classification of limestones. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1959, v. 43, N 1, p. 1-38.
- Ginsburg R.N., Marszalek D.S., Schneidermann N. Ultrastructure of carbonate cement in a holocene algal reef of Bermuda. - J. Sediment. Petrol., 1971, v. 41, N 2, p. 472-482.
- Goldsmith J.R., Graf D.L. Structural and compositional variations in some natural dolomites. - J. Geol., 1958, v. 66, N 3, p. 678-693.
- Graf D.L. Crystallographic tables for rhombohedral carbonates. - Amer. Miner., 1961, v. 46, N 11-12, p. 1283-1316.
- Kamb W. Theory of proffered crystal orientation developed by crystallization under stress. - J. Geol., 1959, v. 67, N 2, p. 153-170.
- Krieger P. Notes on an X-ray diffraction study of the series calcite. - rhodochrosite. - Amer. Miner., 1930, v. 15, N 1, p. 23-29.
- Lobo C.F., Osborn R.H. The American Upper Ordovician standard, XVIII: investigation of micrite in typical Cincinnati limestones by means of scanning electron microscopy. - J. Sediment. Petrol., 1973, v. 43, N 2, p. 478-483.
- Runnels D.D. Errors in X-ray analysis of carbonate due to solid solution variation in composition of component mineral. - J. Sediment. Petrol., 1970, v. 40, N 4, p. 1158-1166.
- Schmidt F. Über einige neue ostsibirische Trilobiten und Verwandte Thierformen. - Bull. Acad. Sci. St. P., 1886, v. 30, N 4.
- Chimoda S. Chemical composition and crystal structures of mica clay minerals. - J. Miner. Soc. Japan, 1977, v. 13, spec. issue, p. 27-37.
- Steiglitz R.D. Scanning electron microscopy of the fine fraction of recent carbonate sediments from Bimini, Bahamas. - J. Sediment. Petrol., 1972, v. 42, N 1, p. 211-226.
- Weber J.N., Smith F.B. Rapid determination of calcite-dolomite ratios in sedimentary rocks. - J. Sediment. Petrol., 1961, v. 31, N 1, p. 130-131.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Фото I

1 - эпифитоновый известняк; средний кембрий; амгинская свита; Амгинский рифовый массив; обр. СУ-100-99; х 42 50 (из коллекции В.М. Сундукова).
2 - спаритизированный эпифитоновый известняк; средний и верхний кембрий; Дирингдинский рифовый массив; обр. Ф-106-1-1в, х 5000 (из коллекции Б.Б. Шишкина).

Фото II

Строматолитовый известняк; средний кембрий; дерескирская свита; Амгинский рифовый массив; обр. С-101-1-30, х 5000 (из коллекции В.Е. Савицкого).

Фото III

Строматолитовый известняк со следами растворения; средний кембрий; дерескирская свита; Амгинский рифовый массив; обр. С-101-1-34; х 6500 (из коллекции В.Е. Савицкого).

Фото IV

1 - онколитовый известняк с органическими остатками; средний кембрий, дерескирская свита; Амгинский рифовый массив; обр. С-101-III-3; х 6500 (из коллекции В.Е. Савицкого).
2 - онколитовый известняк со следами органических остатков; средний кембрий; дерескирская свита; Амгинский рифовый массив; обр. С-101-III-3; х 6500 (из коллекции В.Е. Савицкого).

Фото V

1 - обломочный известняк с выпукло-вогнутыми межзерновыми контактами; средний кембрий; амгинская свита; Амгинский рифовый массив; обр. С-100-74-65; х 5000 (из коллекции В.Е. Савицкого).
2 - микрит; средний кембрий; дерескирская свита; Амгинский рифовый массив; обр. С-101-I-27; х 5000 (из коллекции В.Е. Савицкого).

Фото VI

Доломитовые ромбоэдры; нижний кембрий; манькайская свита; Мархинская опорная скв. 1-р; гл. 1650-1660 м; обр. 50е; х 5200 (из коллекции А.О. Ефимова).

Фото VII

Доломит замещения с реликтами первичных пород; нижний кембрий; нохойская пачка; зарифовые фации р. Ботома; обр. Б-416-1-2; х 5000 (из коллекции Г.В. Белобородовой).

Фото VIII

Доломит замещения с сохранившимися контурами первичных зерен; нижний кембрий; р. Арга-Сала; обр. АС-10-II-1; х 5000 (из коллекции В.А. Асташкина).

Фото IX

Доломит призматический; нижний кембрий; р. Арга-Сала; обр. АС-9-III-3; х 5000 (из коллекции В.А. Асташкина).

Фото X

Доломит замещения со следами интенсивного выветривания; средний кембрий; р. Арга-Сала; обр. АС-4-II-1; х 5000 (из коллекции В.А. Асташкина).

Фото XI

1, 2 - доломит замещения со следами растворения; нижний кембрий; Мархинская опорная скв. 1-р; гл. 1000-1020 м; обр. 11е; х 9000 (из коллекции А.О. Ефимова).

Фото XII

1 - известняк пелитово-алевроитовозернистый желваковидный; желваки пелитовозернистого известняка располагаются субпараллельно слоистости в известняке алевроитовозернистом; пестроцветная свита; атдабанский ярус; р. Лена; обн. 8210 (напротив дер. Малькан); х 2,5.

2 - послонные стилолитовые швы в известняке пелитово-алевроитовозернистом, заполненные глинистым материалом; пестроцветная свита; атдабанский ярус; р. Лена; обн. 8308 (напротив дер. Малькан); х 2,5.

3 - известняк пелитовозернистый желваковидный (А), частично замещенный доломитом алевроитово-кристаллическим (Б); многочисленные субвертикальные трещины, залеченные перекристаллизованным кальцитом; мардабайская пачка; атдабанский ярус; обн. 8308 (напротив дер. Малькан); х 2,5.

Фото XIII

- 1 - зерна глауконита и пирита в известняке алевритовозернистом слабо доломитистом; пестроцветная свита; атдабанский ярус; р. Лена; обн. 8113; руч. Кисси-Таас; ник. ||; х63 (коллекция Ю.Л. Пельмана).
- 2 - зерна глауконита в известняке алевритовозернистом с раковинами хиолитов; пестроцветная свита; томмотский ярус; р. Лена, руч. Быдьягайя; ник. ||; х63.

Фото XIV

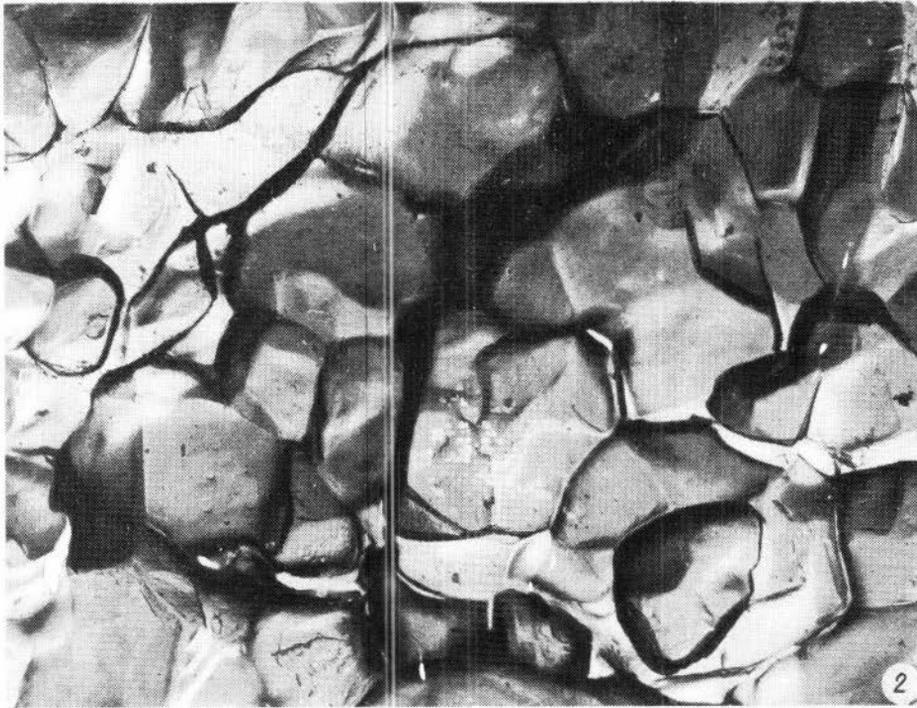
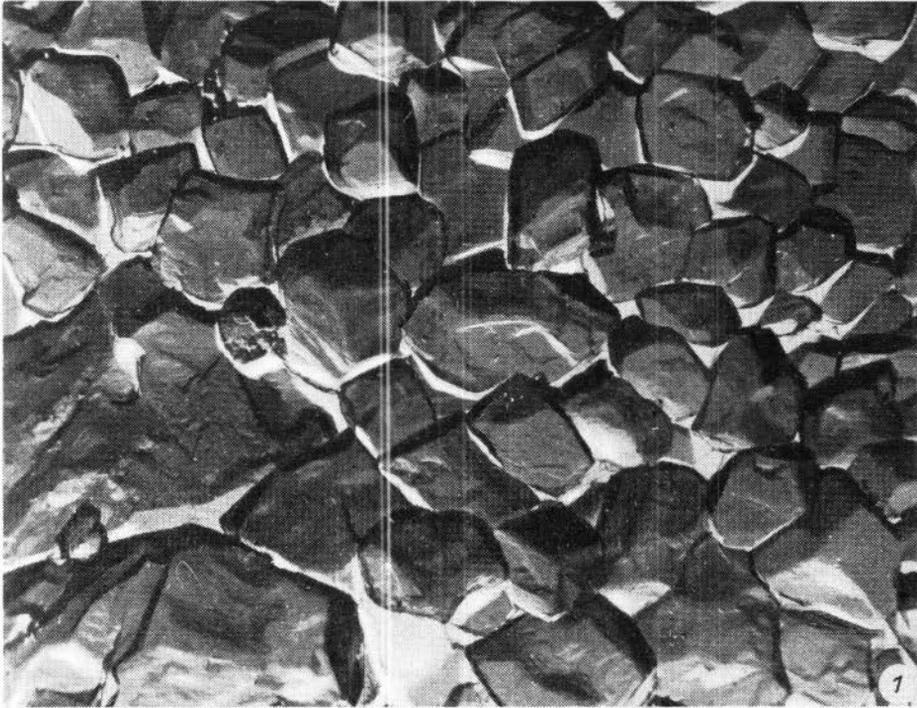
Доломит строматолитовый; мухаттинская толща; атдабанский ярус; р. Лена; обн. 8210 (напротив дер. Малькан); х2,5.

Фото XV

Известняк археоциатовый биогермный; пестроцветная свита; атдабанский ярус; р. Лена, Ой-Муран; обр. Б I-1а. ник. ||; х63 (коллекция Л.В. Бородаевской).

Фото XVI

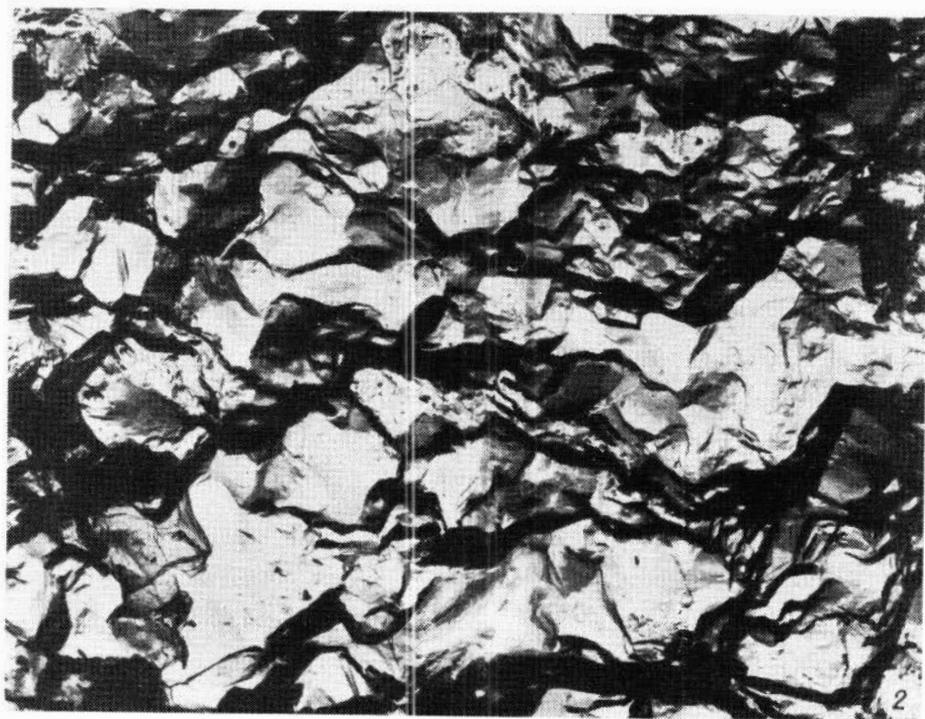
- 1 - микрокомковатая ультраструктура кальцита в катаграфиевом комке; заметно внедрение кристалла вторичного доломита в микрокомк (показано стрелкой); атдабанский ярус; р. Лена; обн. 8210; обр. 56 (напротив дер. Малькан); снимок сделан под сканирующим электронным микроскопом; х1500.
- 2 - псаммитовый кристалл кальцита (в центре), окруженный микрокомками кальцита; атдабанский ярус; р. Лена; обн. 8210; обр. 56 (напротив дер. Малькан); х1200.





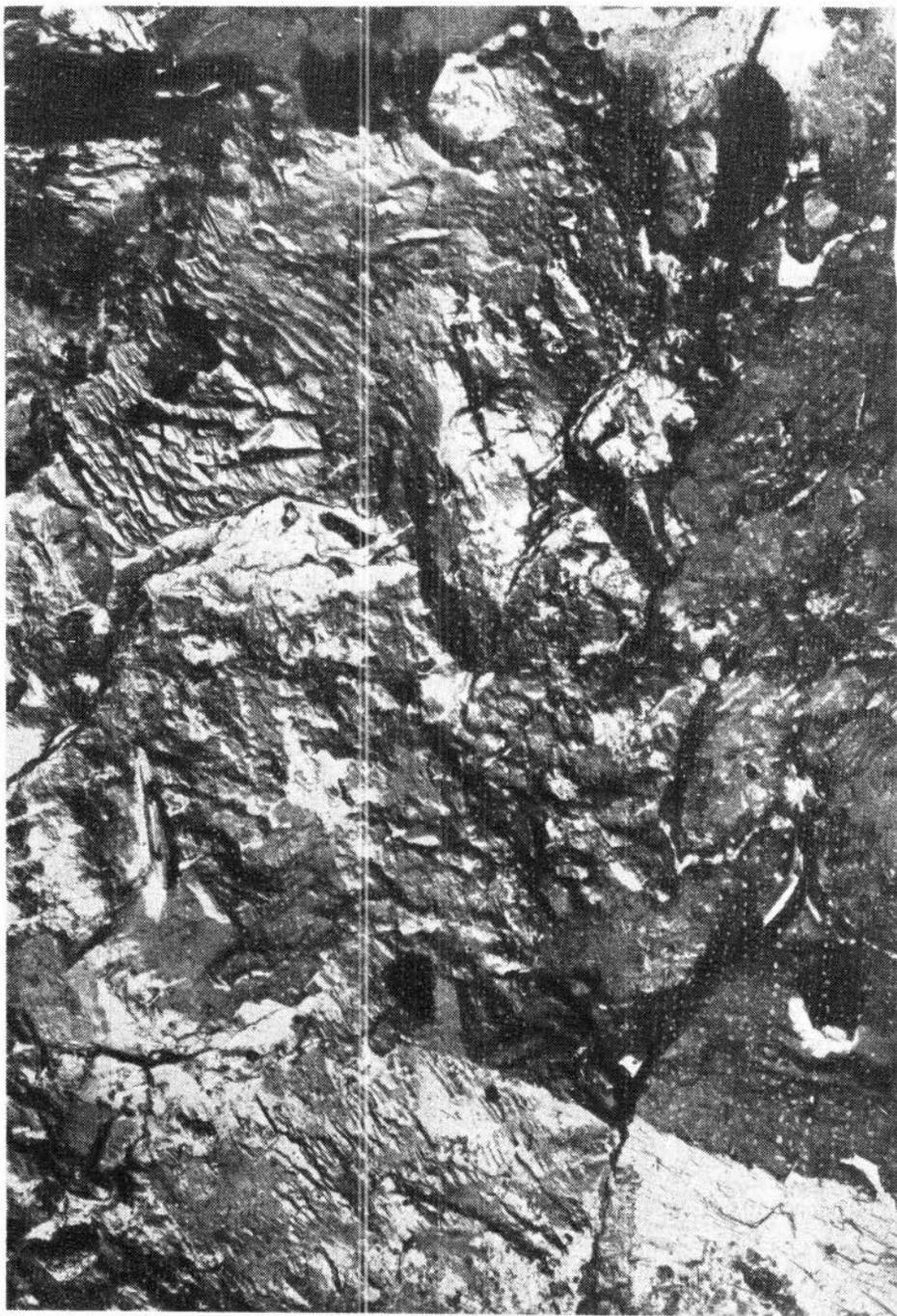


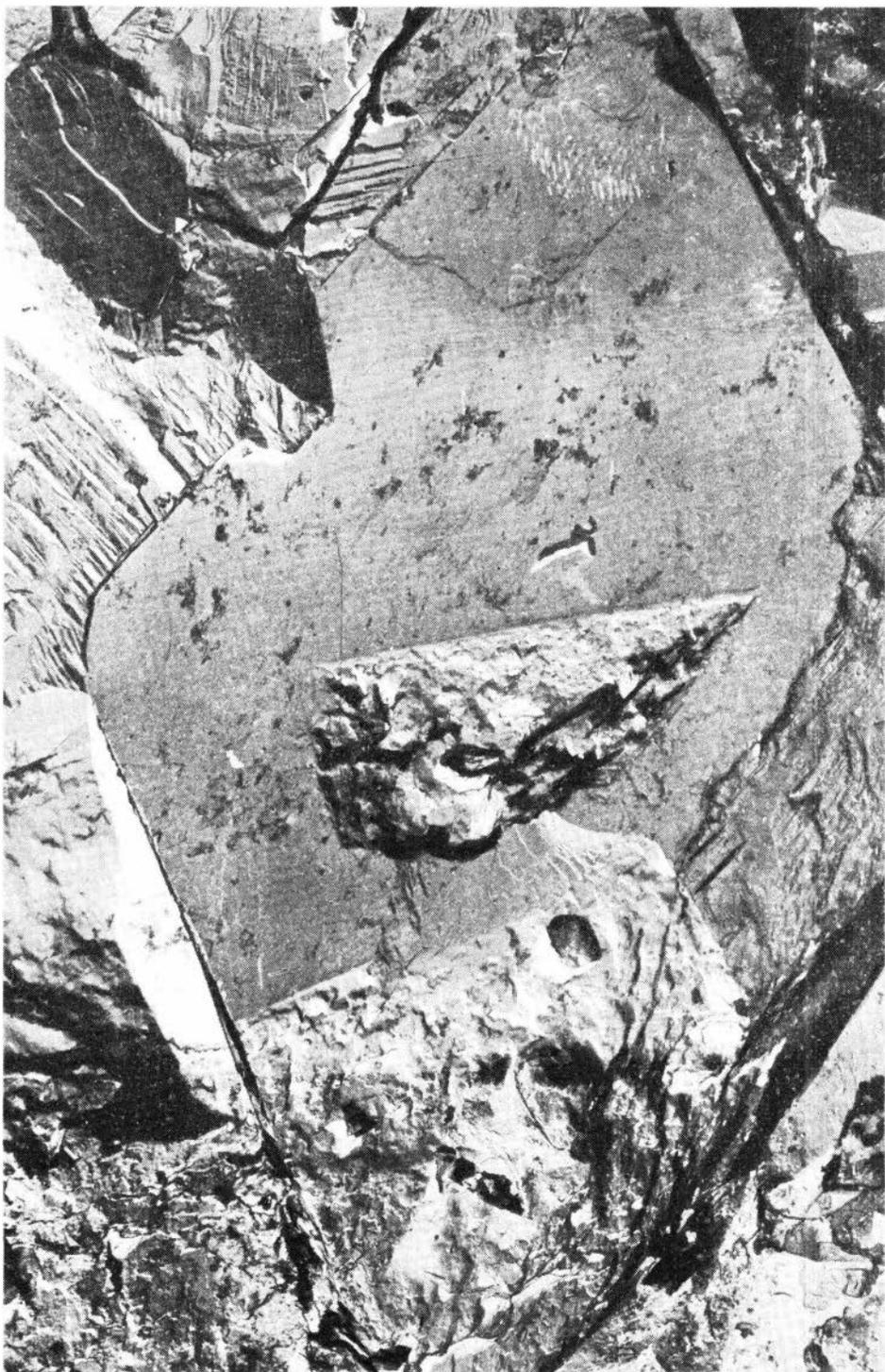


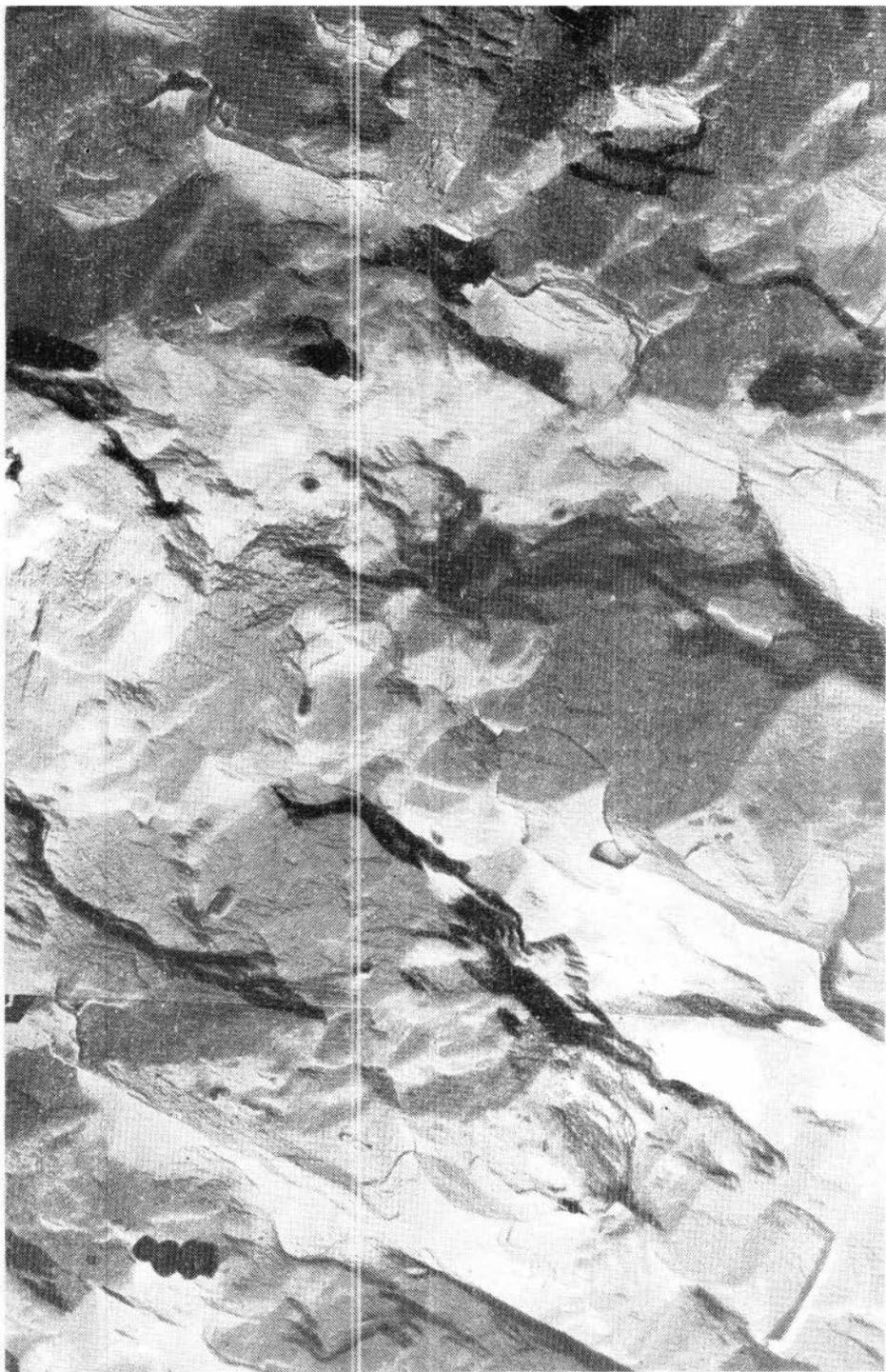


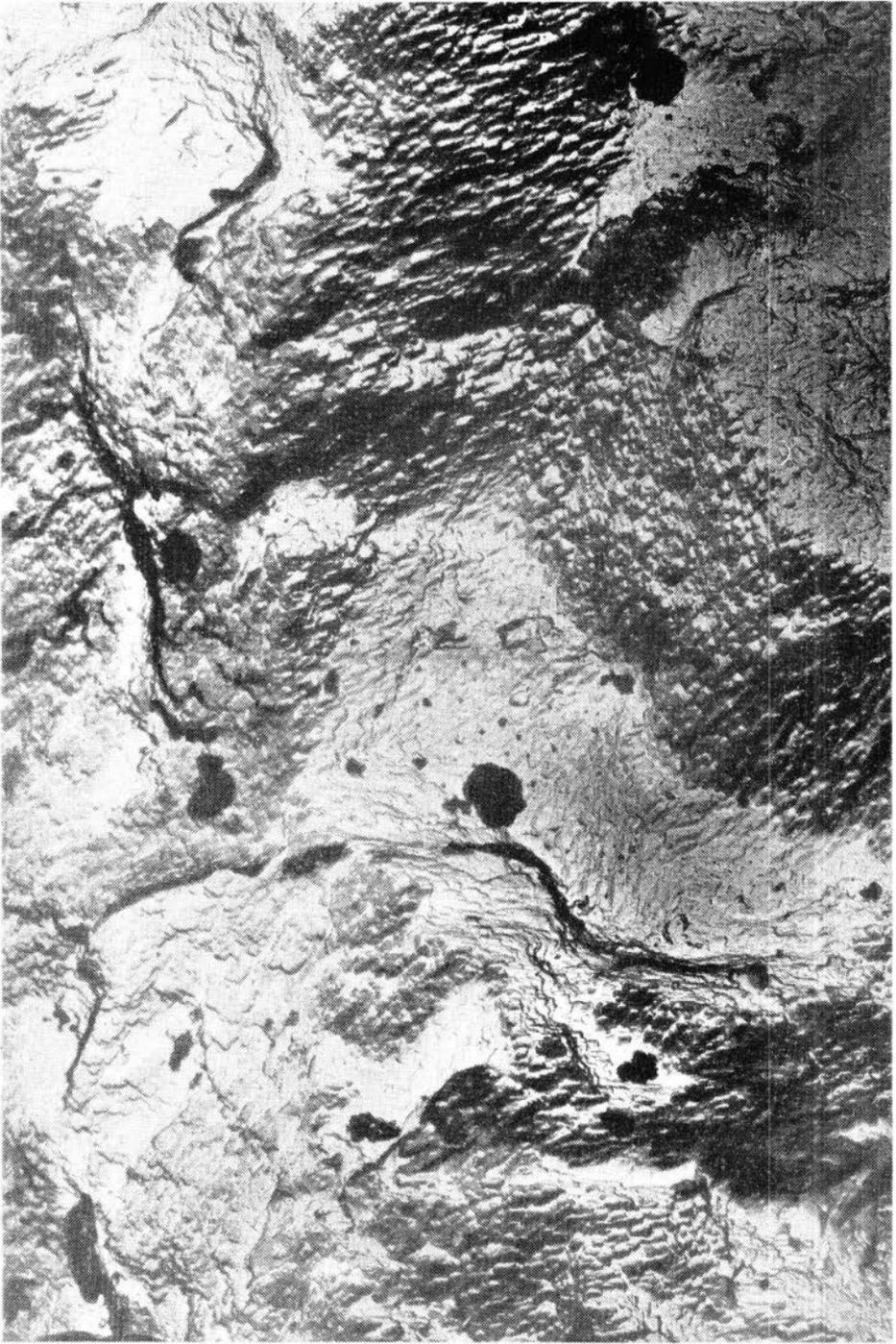


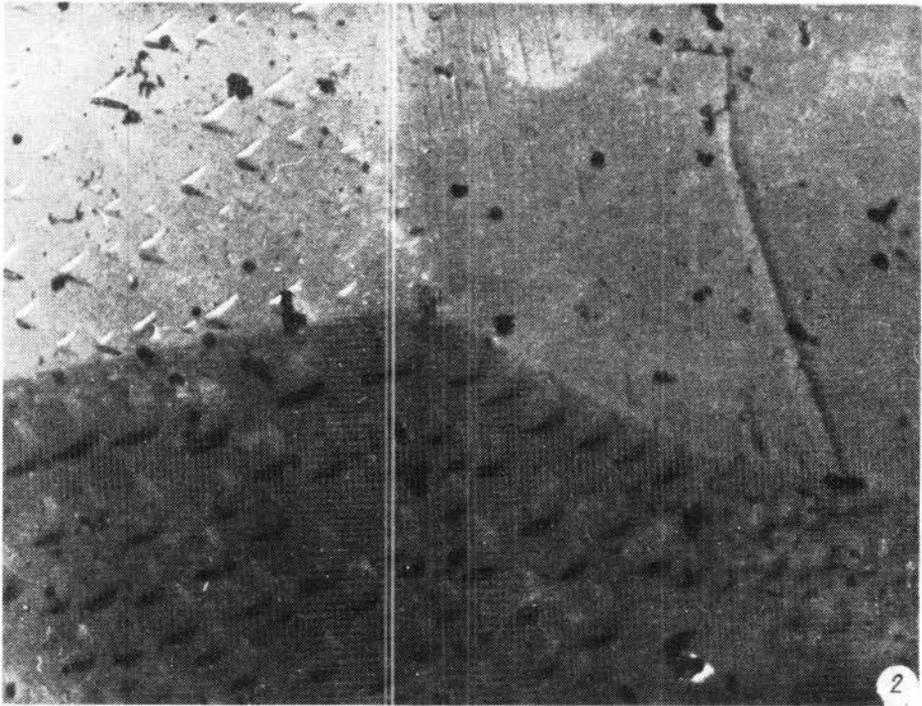
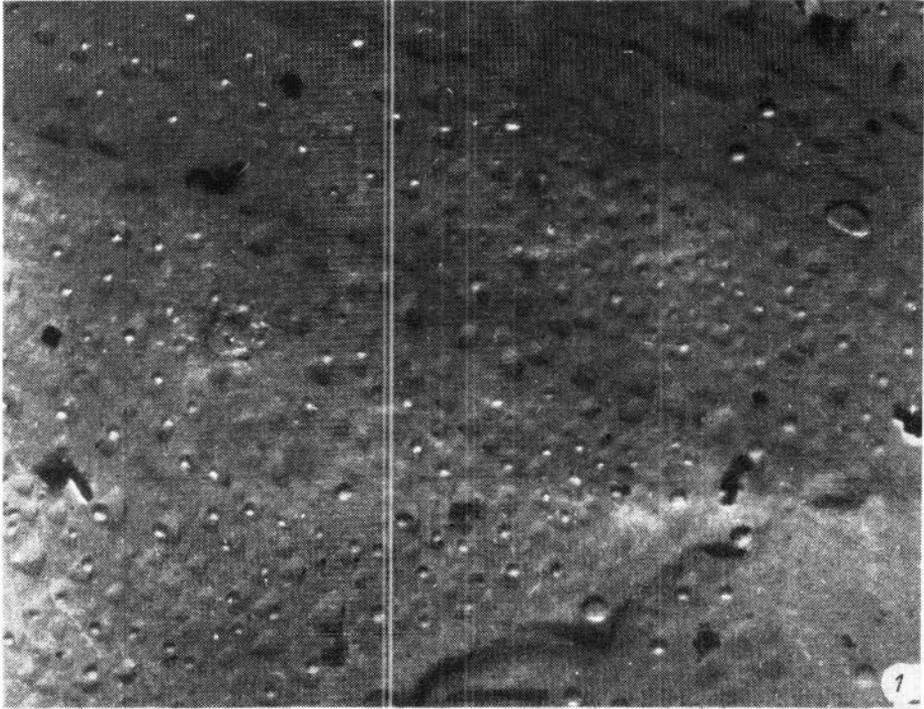
φωτο VII

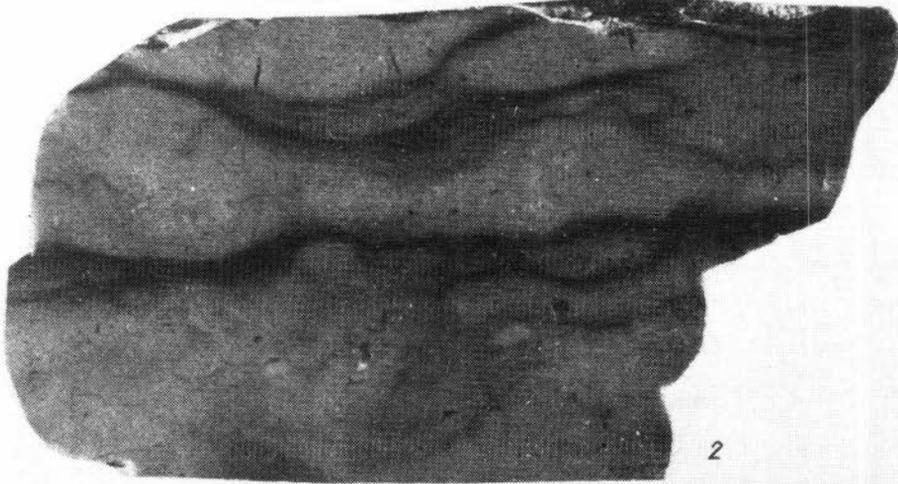
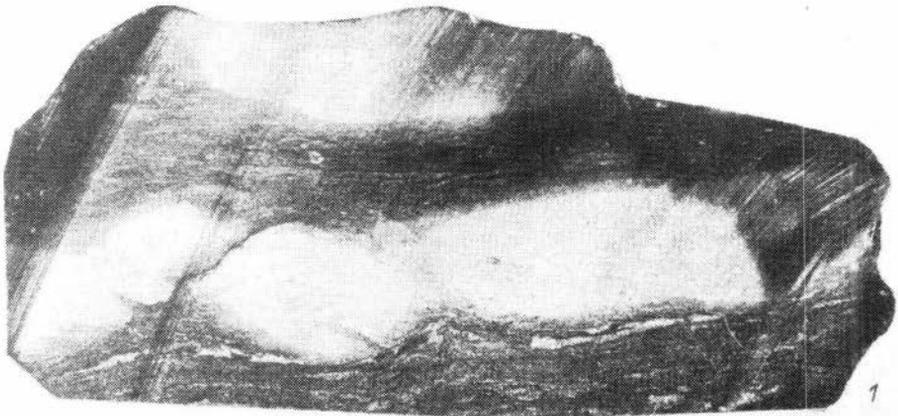


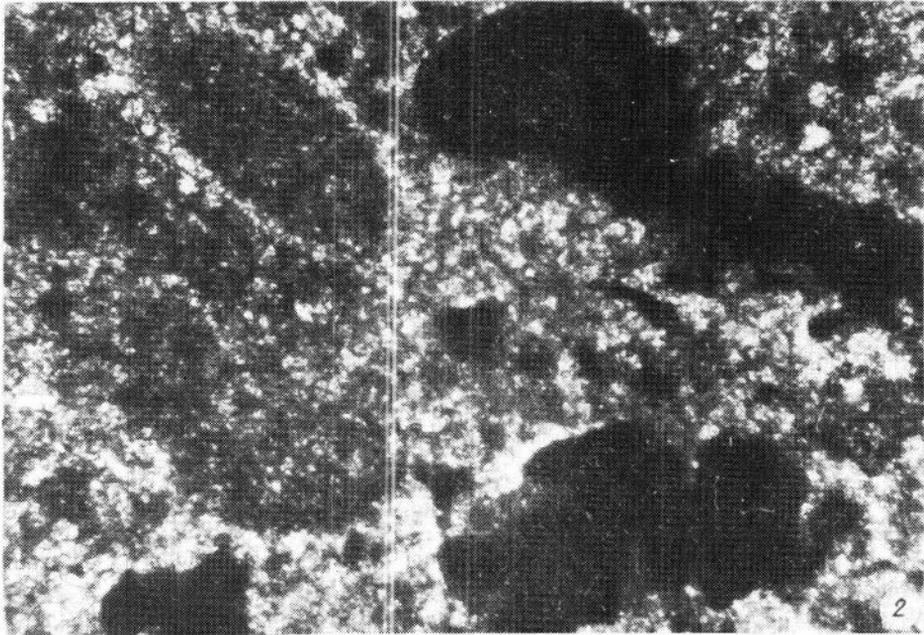
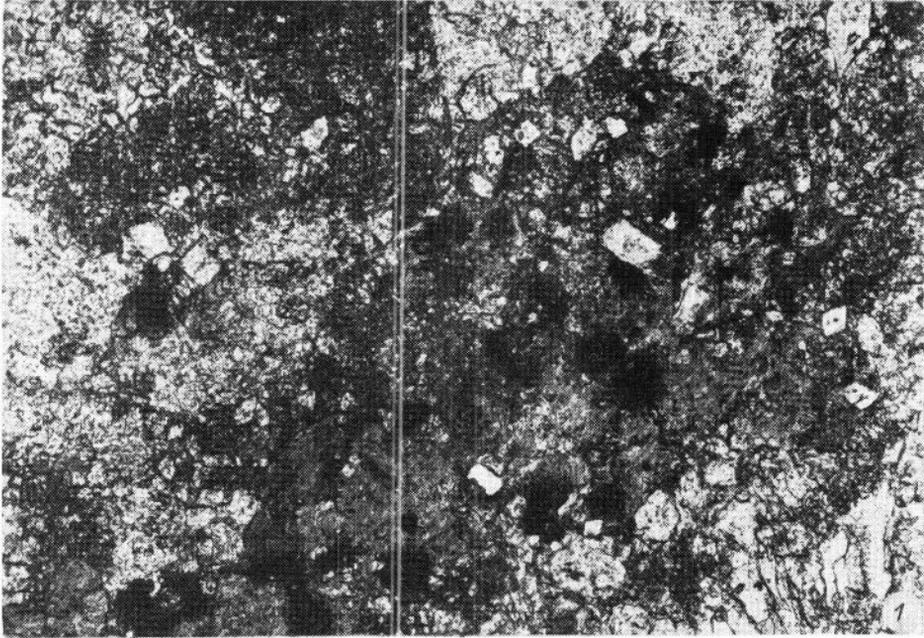


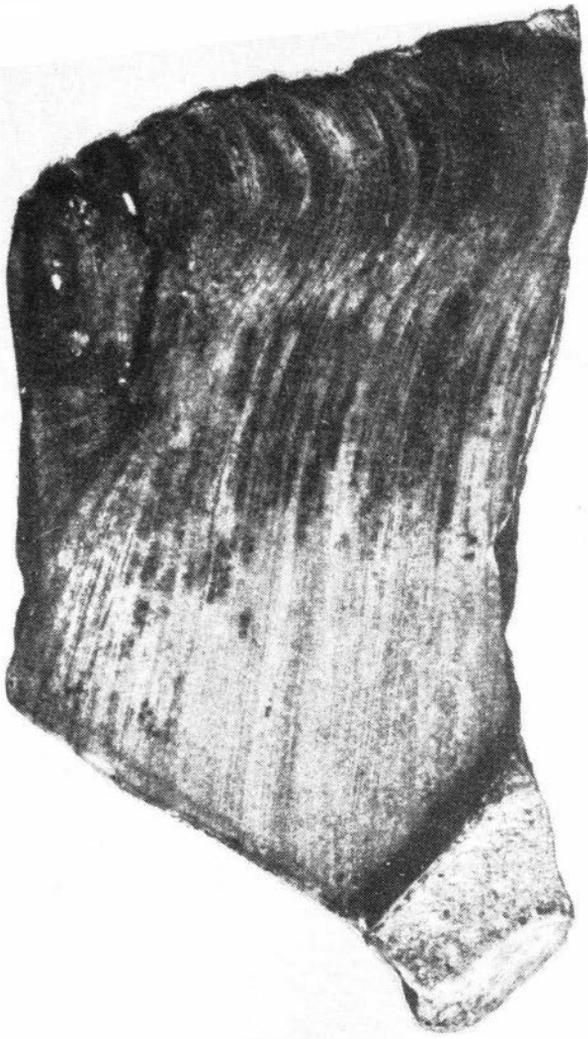


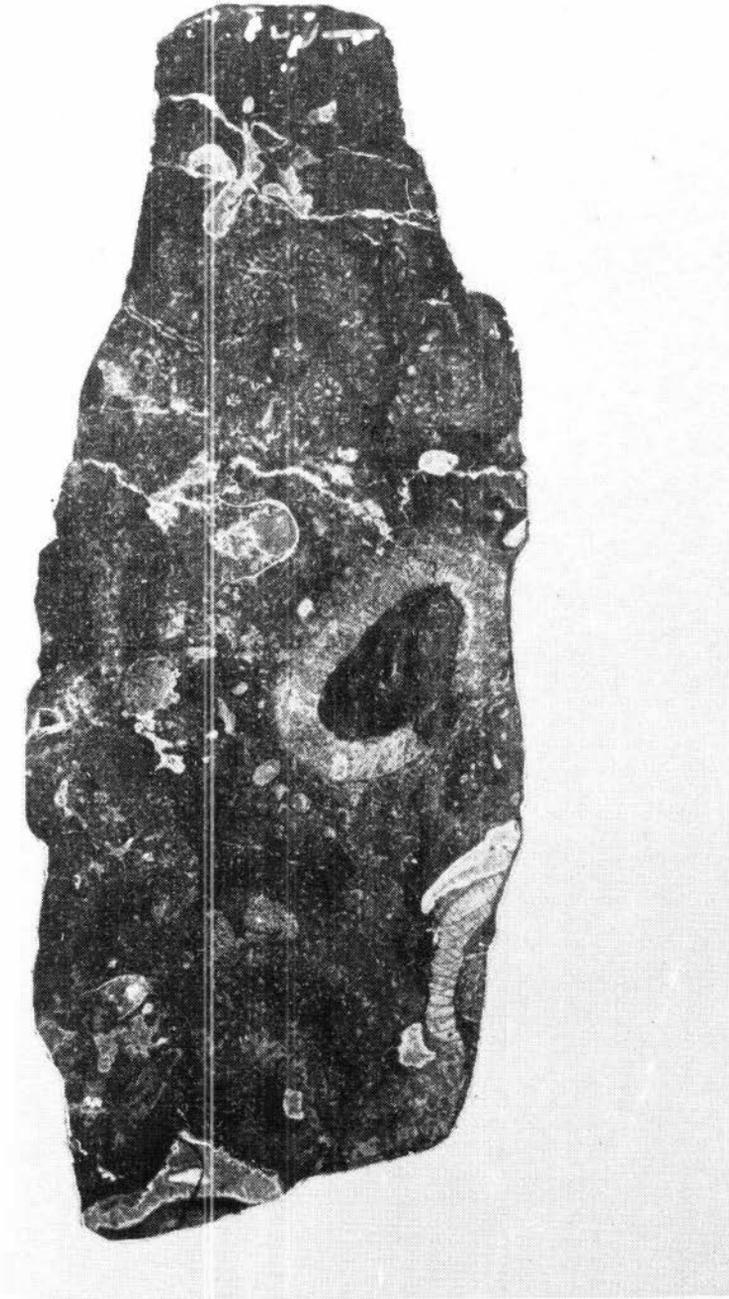


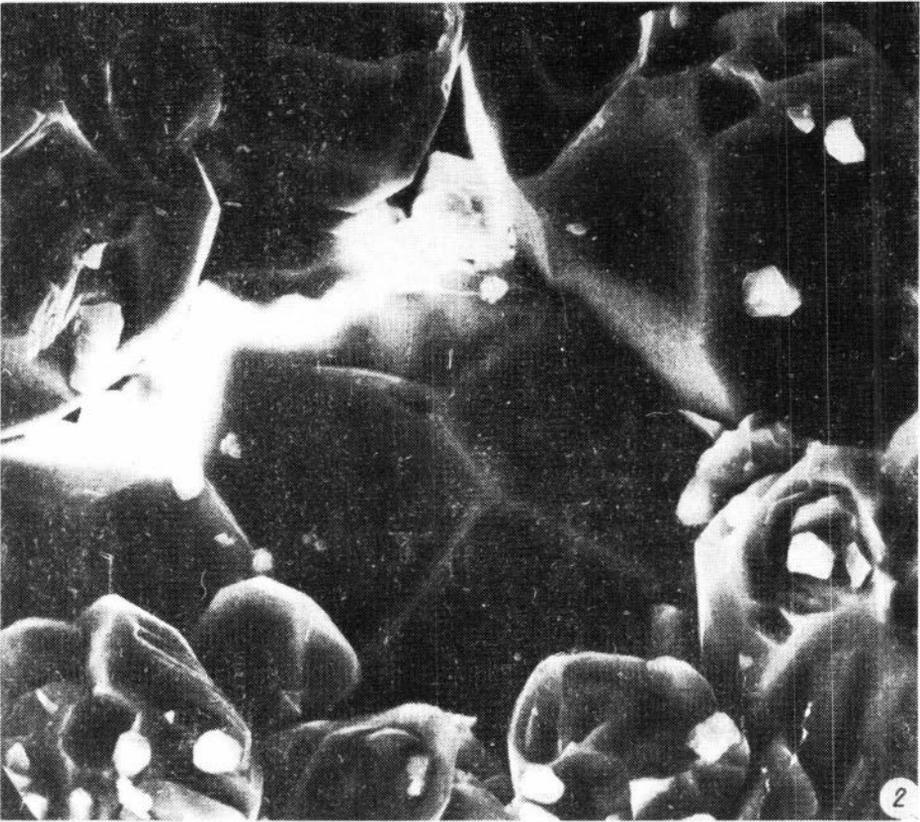
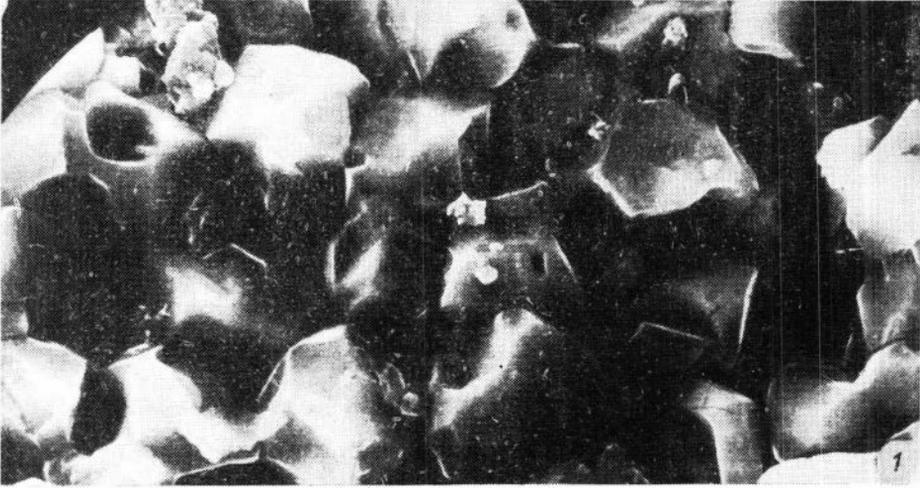












Предисловие (И.В. Николаева, И.Т. Журавлева)	3
Принятые сокращения и условные обозначения	5
Глава 1. <u>Стратиграфия и схема районирования территории Сибирской платформы</u>	7
1.1. Биостратиграфия нижнекембрийских отложений (Л.Н. Репина)	-
Глава 2. <u>Минеральный состав и породы</u>	9
2.1. Методика рентгеновского анализа карбонатов (Н.Т. Мандрикова)	-
2.2. Карбонатные минералы в отложениях района р. Лены (М.Ю. Каменева, И.В. Николаева, З.В. Бородаевская)	19
2.3. Электронно-микроскопические исследования карбонатных пород (Г.Н. Перозио, В.Ф. Козлов)	22
2.4. Минералы группы глауконита (И.В. Николаева, М.Ю. Каменева, З.В. Бородаевская)	24
2.5. Глинистые минералы (И.Т. Косухина, И.В. Николаева)	29
2.6. Классификация пород (И.В. Николаева)	35
Глава 3. <u>Состав и закономерности наложения отложений</u>	42
3.1. Методика изучения состава и закономерностей наложения отложений (И.В. Николаева)	-
3.2. Методика изучения населения (И.Т. Журавлева)	48
3.3. Состав и строение нижнекембрийских отложений района р. Лены (И.В. Николаева, И.Т. Журавлева, З.В. Бородаевская)	51
Обн. 8210, пос. Малькан	-
Обн. 8306, пос. Исить	69
Обн. 8208, Журинский мыс	88
Обнажения у дер. Ой-Муран (№ 8204, 8303, 818)	112
Разрез в устье руч. Бачык, обн. 8203	133
Обн. 8202, пос. Аччагыл-Кызы-Таас	154
Разрез по скв. 4 у пос. Батамай	168
Обсуждение результатов	172
Глава 4. <u>Население и палеобиогеография</u>	174
4.1. Основные экотипы в составе населения раннекембрийского моря Сибирской платформы (Сахайская органогенная полоса) (И.Т. Журавлева, Н.П. Мешкова, Ю.Л. Пельман)	-
4.2. Палеобиогеографический очерк (И.Т. Журавлева, И.В. Николаева)	187
Заключение (И.В. Николаева, И.Т. Журавлева)	201
Литература	204
Приложение	210

НИЖНИЙ КЕМБРИЙ
ЮГО-ВОСТОКА
СИБИРСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ

литология, фации, палеоэкология

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редакторы издательства С.К. Макеенко, А.М. Самсоненко
Художественный редактор М.Ф. Глазырина
Художник Е.Ф. Гришин
Технический редактор Н.М. Остроумова
Корректоры Т.Ф. Погиблова, С.В. Блинова

ИБ № 30081

Сдано в набор 25.03.86. Подписано к печати 16.07.86.
МН-01046. Формат 70 x 100 1/16. Бумага тип. № 3. Офсетная
печать. Усл. печ. л. 16,9 + 2 на мел. бум. Усл. кр.-отт. 19,2.
Уч.-изд. л. 20. Тираж 600 экз. Заказ № 116. Цена 3р. 20к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука", Сибирское отделение.
630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука".
630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВА "НАУКА"

готовятся к выпуску следующие книги:

Хаустов А.П. Многомерный анализ гидрогеологических систем горноскладчатых областей. – 10 л.

В книге рассматриваются возможности применения методов многомерного анализа при изучении формирования естественных ресурсов подземных вод Байкальской горноскладчатой области с позиций системного подхода. Главное внимание уделяется построению и метадическому анализу многомерных классификаций условий формирования ресурсов подземных вод. На базе современных методов многомерного анализа продемонстрированы возможности построения таксономических моделей по комплексу информативных признаков.

Для гидрогеологов, гидрологов.

Афанасьев С.А., Красавчиков В.О. Задачи прогноза и оптимизации при разведке месторождений нефти и газа. – 10 л.

В монографии освещаются вопросы возникновения геологических задач и их решения с помощью комбинаторно-логических методов. Рассматриваются прогнозные и оптимизационные типы задач, отмечается их тесная взаимосвязь в процессе поисков и разведки месторождений нефти и газа. Особое внимание уделено выделению изучаемых объектов и постановке це-

ли исследования как определяющих формализованное описание объектов и явлений.

Для геологов-нефтяников и других специалистов, занимающихся математическими методами оптимизации и прогнозирования.

Арнаутов Н.В., Глухова Н.М., Яковлева Н.А. Приближенный количественный спектральный анализ природных объектов. — 5 л.

Книга представляет собой наиболее полное справочно-методическое руководство для экспрессного определения 70 химических элементов в горных породах, рудах, минералах, почвах и других природных объектах. Она содержит рекомендации по расшифровке спектров, сводные таблицы предела обнаружения химических элементов, перечень стандартных образцов (ГСО), использованных при составлении таблиц, и отдельные таблицы (палетки) на каждый определяемый элемент.

Для работников спектральных лабораторий, химиков, геологов, геохимиков, агрохимиков.

Процессы формирования рельефа Сибири/Н.А. Флоренсов, Л.Н. Ивановский, Г.Ф. Уфимцев и др. — 20 л.

Рассмотрены процессы формирования рельефа Сибири. Впервые приводится целостная характеристика экзогенных процессов в различных поясах горного рельефа и на равнинах, эндогенных факторов морфогенеза. Приведена геолого-геоморфологическая интерпретация результатов изучения современных вертикальных движений земной коры. Рассмотрено влияние горных работ и заполнения водохранилищ на ход природных рельефообразующих процессов. Материалы излагаются с учетом их использования в прогнозных построениях.

Для геоморфологов и геологов.