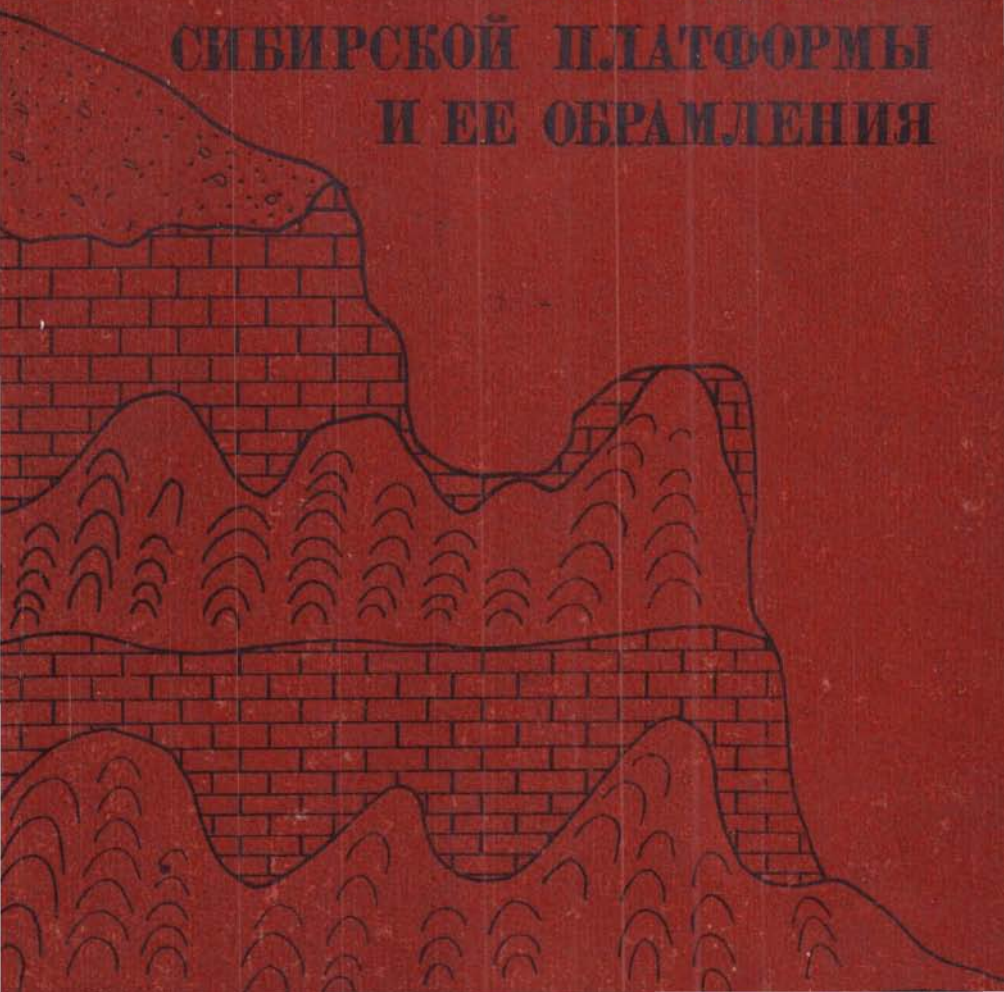


Ю. В. ДАВЫДОВ

РИФЕЙСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

ЮГО-ВОСТОКА
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Выпуск 207

Ю. В. ДАВЫДОВ

РИФЕЙСКИЕ
КАРБОНАТНЫЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
ЮГА-ВОСТОКА
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ
(состав и происхождение)

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук проф. *Ю. П. Казацкий*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1975

В монографии впервые в мировой литературе раскрыт химизм карбонатообразования для древних геологических эпох. Расшифрованы специфические условия осадконакопления в позднем докембрии, показаны особенности климата, солености и состава вод рифейского бассейна рассмотрено и тщательно проанализировано влияние постседиментационных процессов.

Работа рассчитана на геологов, интересующихся вопросами стратиграфии, литологии и геохимии докембрия.

ВВЕДЕНИЕ

Докембрийские осадочные толщи являются резервом, однако условия осадконакопления этого обширнейшего в истории Земли промежутка времени изучены еще недостаточно. Поэтому неслучаен проявляемый в последние годы интерес к литологическому изучению докембрийских образований.

Основной объект наших исследований — карбонатная толща среднего и низов верхнего рифея Майской впадины (р. Мая) (р. Белая). С одной стороны, ввиду большой ширины обнажения метаморфизованности карбонатовые индикаторы палеогеографических обстановок прошлого. С другой, — на описываемой территории они высокоперспективны, рассматриваются масштабы хемогенного, органогенного и обломочного карбонатоосаждения в областях с различной тектонической спецификой их образования. Карбонатовые строматолиты и микрофитолиты, соленость вод карбонатоосаждающих бассейнов, развитие водорослей.

Использованные нами приемы исследования подробно освещены в специальной главе недавно опубликованной коллективной монографии «Формы и прилегающих складчатых сооружений» под редакцией Ю. П. Казанского.

Автор выражает искреннюю признательность своим коллегам Е. П. Акульшиной, А. В. Ивановской, Ю. П. Казанскому за помощь в подготовке и осуществлении настоящего исследования и действовавшему опубликованию труда.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК СРЕДНЕ-ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

Рассматриваемая территория охватывает территорию, которая обрамляет с юго-востока Сибирскую платформу с естественными границами на севере по р. Белой и на юге по р. Мая (правые притоки). Геологического исследования были хорошо обнаженные и достаточно стратиграфически изученные опорные р.

р. Мая — от пос. Нелькан до устья Юдомы, р. Белой — от устья рч. Суордах до руч. Трехгорка (Горностахская антиклиналь) и р. Алдан — в 10—15 км выше устья р. Белой (Кыллахск

жающиеся на рассматриваемой площади (по рекам Аллах-Юнь, Юдома, Хамна и т. д.), освещены по литературным данным.

В тектоническом отношении исследованная территория подразделяется на складчатую (рис. 1). Платформенная область является восточным склоном Алданского щита, кристаллический фундамент которого в этой части покрыт горизонтально залегающими осадочными толщами протерозоя. В бассейне среднего течения р. Мая она представляет собой крупную отрицательную структуру, известную под названием Майской впадины. К северу от р. Юдома эта структура переходит в Учуро-Майскую или Алданскую впадину, отделяясь от нее Дыгдинским валом (Г

(1968) объединяет в Алдано-Майский прогиб, который, по его мнению, «на протяжении рифея развивался как краевая, приплатформенная часть Юдомского прогиба».

Складчатая область на рассматриваемой территории охватывает площади бассейнов также верхнего течения р. Мая; в нее входят западное крыло Сетте-Дабанского антиклинория, Кыллахская и Горностахская антиклинали. Докембрийская тектоника этой территории ктуется

ский, 1960; Косыгин, Лучицкий, 1961; Мокшанцев и др., 1964;

Яншин, 1965; Ставцев, 1965; Башарин, 1967; Гусев, 1968 и др.).

Своеобразие рифейских отложений
щееся основной причиной тектонических разногласий, заклю-
чается в платформенном облике их формаций, отсутствии маг-
матическ
статочно и

В последние годы многие геологи приходят к выводу, что
эта складчатая область в позднем докембр
типу миогеосинклин
шанцев и др., 1964; Нужнов, Ярмолюк, 1959; Косыгин, Луцич-
кий, 1961; Башарин, 1967; Гусев, 1968; Косыгин и др., 1972).
Присоединяясь

торию как миогеосинклиналильный
за С. В. Нужновым и В. А. Ярмолюком, (1959), Юдомо-
Майским.

Стратиграфия среднего рифея Юдомо-Майского прогиба
и восточного склона Алданского щита достаточно хорошо изу-
чена; данные исследований опубликованы в работах С. В. Нуж-
нова,

С. В. Нужнова, И. Г. Шаповаловой
(1967), А. А. Беэра (1965), Б. Г. Воронова, В. А. Комара,
М. А. Семихатова, И. Г. Шаповаловой (1966, 1967), В. А. Ко-
мара, М. А. Семихатова, С. Н. Серебрякова, Б. Г. Вороно-
ва (1970).

При описании отложений средне-верхнего
лой (восточное
дан (Кыллахская антиклиналь), относимых к Юдомо-Майско-
му прогибу,

свит, предложенные геологами Аллах-Юнь
экспедиции

В. С. Потаной, В. А. Ян-Жин-Шином, которые выделили их
впервые в 1962 г. в бассейне р. Белой
лой и Аллах-Юнь (Воронов и др., 1966; Башарин, 1967);
описании

вана стратиграфическая схема среднего рифея, предложенная
С. В. Нужновым и В. А. Яр
схем проведена

М. А. Семихатовым и

В 1970 г. В. А. Комар, М. А. Семихатов, С. Н. Серебряков
и Б. Г. Воронов пришли к выводу, что талынская и светлин-
ская свиты Юдомо-Майского прогиба не имеют возрастных
аналогов в Майской впадине, а бикская
должны коррелироваться с тоттинской свитой р. Мая.

Из приведенной схемы видно, что мощности свит Юдомо-
Майского прогиба возрастают по сравнению с платформен-
ными аналогами более чем вдвое. По нашим замерам мощ-
ности свит, вскрываемых р. Белой на восточном крыле Гор-
ностахской антиклинали, следующие: талынская 190—280 м,

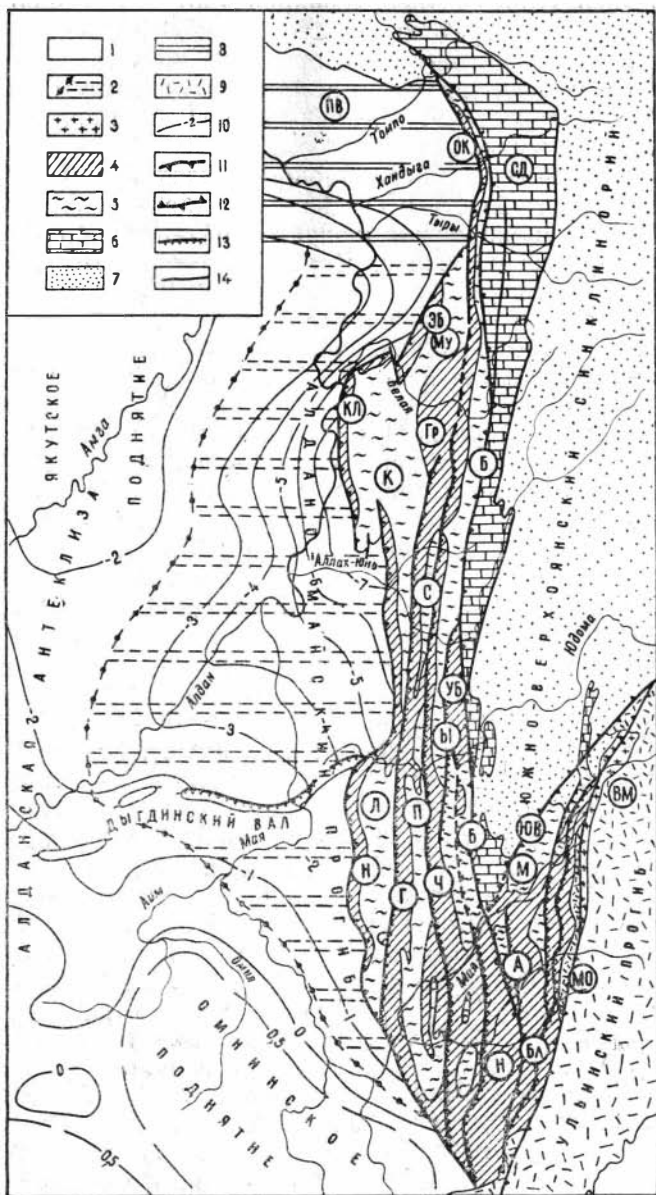


Рис. 1. Схема тектонического районирования восточного обрамления Алданской антеклизы (по Г. С. Гусеву, 1968).

1 — осадочный чехол и выходы кристаллического основания восточного склона Алданской антеклизы; 2 — рифейско-кембрийский Алдано-Майский прогиб; 3 — выступ кристаллического основания в ядре Верхне-Майского геосинклинального поднятия байкалид; 4—5 — складчатый комплекс Юдомо-Майской системы байкалид

Схема сопоставления разрезов верхнего докембрия Майской впадины и Юдомо-Майского прогиба

Геологический возраст	Майская впадина (междуречье Мая—Учур)	Юдомо-Майский прогиб (р. Белая)
	Свита, м	
Верхний рифей	Кандыкская, 350	Горностахская, 350
Средний рифей	Лахандинская, 500	Гренская, 300 Сетмуяльская, Вильская, 1000
	Ципандинская, 350	Фирская, 350
	Малгинская, 100	Дугинская, 300
	Омнинская, 250	Мускельская, Бикская, 550
	Эннинская, 150	Светлинская, 325 Талынская, 200

светлинская — 300 м, бикская — 330—360 м, мускельская — 210—220 м, дугинская — 270—315 м, фирская — 430—440 м, вильская — 440—460 м, сэтмуяльская — 650—680 м, гренская — 23

При движении рифея выклиниваются. Они обнаруживаются лишь на северных склонах Алданской антеклизы, где выделяются под названием дикимдинской свиты, и сложены в нижней части песчаниками, в верхней — водорослевыми, водорослево-обломочными и оолитовыми доломитами. Мощность свиты не превышает 50—200 м. Дикимдинская свита рассматривается в качестве возрастного аналога лахандинской, кандыкской, усть-ки

(4 — рифей, 5 — венд — средний кембрий); 6 — палеозой Сетте-Дабана и выходы палеозоя в мезозоидях; 7 — верхоянский комплекс в мезозоидях; 8 — мезозой Предверхоянского прогиба; 9 — вулканогенные образования Охотско-Чукотского пояса; 10 — стратоизогипсы рельефа кристаллического фундамента; 11 — краевые швы; 12 — внутренние швы; 13 — взбросы и надвиги; 14 — прочие разломы. Юдомо-Майская система байкалит. Майско-Томпонская ветвь. Взбросы и сопровождающие их антиклинали: Г — Гувиндинский, Кл — Кылахский, Не — Нельканский, ОК — Окраинной цепи, УБ — Улахан-Бамский, Ч — Челатский, ЭБ — Эбейке-Хаятинский. Антиклинальные поднятия: Гр — Горностахское, Н — Нетское. Синклинали: К — Кербинская, Л — Лякинская, Му — Мутулинская, П — Пуханильская, С — Селединская, Ы — Ытыгинская, Верхне-Майская ветвь. Взбросы и сопровождающие их антиклинали: А — Айлинский, Бл — Билякчанский. Синклинали: М — Муромнинская. Геоантиклинальные поднятия: ВМ — Верхне-Майское. Внутренние швы: Б — Бурхалинский, МО — Майско-Охотский, ЮВ — Южно-Верхоянский. Прочие структуры: СД — Сетте-Дабанский горст-антиклинорий, ПВ — Предверхоянский краевой прогиб.

В своде Я
изучаемой
ских отложений не обнаружено (Мокшанцев

Карбонатные породы являются основным объектом исследования данной работы и в связи с этим более детально рассматриваются в последующих главах; здесь дается лишь краткая ли

комплекса среднего рифея.

Платформенный комплекс глинисто-терригенных среднего рифея начинается
грессивно

местами вплоть до кристаллического фундамента. В бассейне р. Мая эннинская свита, по данным С. В. Нужнова (1967), представлена крупно- и среднезернистыми косослоистыми кварцевыми песчаниками светло-серого, серого и буровато-серого цвета с включениями глауконита и подчиненными пластами и прослоями

Мощность свиты

О м н и
обнажениях

В нижн

рыми глинистыми алевролитами
ми с прослоями кварцевых ожелезненных
песчаников (Нужнов, 1967). В верхней части она представлена зеленовато-гиллитами, переслаивающимися с зеленовато-серыми алевролитами; количество прослоев последних уле. Мощность их изменяется от 0,1 до 1,5 м. Текстура аргиллитов характеризуется тонкой горизонтальной, алевролитов — горизонтальной и косой слоистостью. По данным рентгеноструктурных
ритовый состав.

Алевролиты состоят из угловатых зерен кварца (50—60%), полевых шпатов (10—20%), чешуек слюды (3—5%) и хлорита (25—30%). Кроме того, отмечаются маломощные прослои и линзы

В кровле свиты обнаруживают
зеленовато-серые прослои
лезисто-кремнистых пород, вероятно, туфогенного происхождения. Под микроскопом порода представляет прозрачное изотропное стекловатое вещество, це
и окремненные буро-зеленоватые и буроватые зерна (0,05—1,5 мм) овальной и неправильной формы. Зерна расслаиваются радиальными трещинами, похожими на трещины синерезиса глауконита. Стекловатое вещество
ющую флюидальную. В некоторых обнажениях стекло
кальцитом.

В породе встречаются красных и зеленовато-серых кремней. ской свиты в пределах Майской впадины меняются от 150—200 до 300—400 м (Нужнов, 1967).

В Юдомо-Майском прогибе наиболее полный разрез нижнего глинисто-терригенного комплекса на восточном крыле Горностахской антиклинали в бассейне р. Белой, где в его составе выделяются талынская, светлинская, бикская и мускельская свиты.

Талын

делением среднего рифея в бассейне р. Белой, залегает на размытой поверхности

ным несогласием. М

в свите

ло-серые кварцевые средне-крупнозернистые песчаники с прослоем (4—10 см) кварцевого гравел вани; мощность пачки 60—65 м, 2) пестроцветные плитчатые арг.

3) светло-серые кварцевые среднезернистые песчаники; ность крупнозерни (фото 2).

Светлинская свита, согласно сменяющая представлена песчано-алевролитовыми породами с пачками строматолитовых доломитов в кровле и подошве. Мощность свиты 300 м.

Бикская свита (330—360 м) четко подр две подсвиты, из которых нижняя является существенно песчаной, а верхняя — алевролитовой. Нижнебикская подсвита (130—135 м) представлена переслаиванием полевошпатово-кварцевых (фото 3) и кварцевых (фото 4) крупно- и среднезернистых песчаников с алевролитами и аргиллитами, которые нередко красноцветны из-за присутствия пигментов окислов железа (фото 5). Верхнебикская подсвита (180—220 м) сложена достаточно однообразными зеленовато-серыми слюдисто-хлорито-кварцевыми алевролитами (фото 6) с прослоями и реже пластами пестроцветных аргиллитов, а также кварцевых и полевошпатово-кварцевых песчаников, содержащих в некоторых случаях глауконит.

Мускельская свита, венчающая терру среднего рифея, состоит из двух пачек: нижняя — красные алевриты с прослойками и линзами глинистого известняка; верхняя — темно- и сероцветные аргиллиты и глинистые алевролиты. Аргиллитовая порода обычно представляет собой беспорядочную смесь чешуек гидрослюдистой и хлоритовой природы с преобладанием тех или иных. Микротекстура аргиллитов тонкослоистая горизонтальная, а также линзовидная, обу-

словленная линзочками алевритовой примеси. Последняя достигает в алевритовых аргиллитах 40% и и полуразложениях с тит, магнетит) обломочной природы.

Глава II.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

КЛАССИФИКАЦИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

До настоящего времени нет общепризнанной классификации карбонатных пород. Это объясняется, с одной стороны, пробелами в знании генезиса карбонатов, с другой, — их поразительным структурно-генетическим разнообразием.

При разработке классификации одни исследователи уделяют особое внимание (Заварицкий, 1932; Теодорович, 1935, 1950), другие — исходят из их генезиса (Твенхофел, 1936; Швецов, 1958; Хворова, 1958; Биссел и Чилинг). Классификаций — это возможность достаточно полно реконструировать палеофациальные палеогеографические реконструкции, основанные на анализе распространения генетических типов пород.

Предлагается классификация карбонатных пород — известняки и доломиты. Совместная систематизация возможна для докембрийских известняков близко по сравнению с их палеозойскими аналогами; основа классификации заимствована из генетической классификации карбонатных пород Ю. П. Казанского (1966). Выделяются пять генетических типов известняков, которых подразделяется на классы по структурно-генетическим признакам (табл. 2).

К обломочно-хемогенному типу относятся пелитоморфные микро- и тонкозернистые карбонатные породы, обладающие слоистой текстурой. Предполагается, что осаждение карбонатного в виде мелких обломков приносимой иловой взвеси.

Верхняя граница размера зерен для этого типа на основании экспериментальных данных принимается за 0,03—0,04 мм.

М. Лейтон и К. Пендекстер эту границу условно считают равной 0,03 мм; Г. Биссел и Д. Чилингар (1970)—0,05 мм, называя «микритом» хемогенно или механически отложенный карбонатный осадок (ил) или породу; Г. А. Каледа (устное сообщение, 1968) нижнюю границу размера зерен известняков, затронутых перекристаллизацией, принимает за 0,03 мм. К этому же типу отнесены пелитоморфные, микро- и тонкозернистые известняки и доломиты с визуально (под микроскопом) различимыми аллотигенными, орформационными оолитовыми и пизолитовыми разностями.

Обломочные карбонатные породы занимают в классификациях различных исследователей положение. Одни выделяют их в группе известняков и доломитов, другие — в группе песчаников, третьи — причисляют к той и к другой группе (Давыдов, 1967). Это вызвано главным образом трудностью отличия аллотигенных обломочных карбонатных пород от орформационных.

Стадии образования аллотигенных обломочных карбонатных пород (отделение обломков от более древних пород на континентах) и процессы (выветривание, окатывание, сортировка и т. д.) аналогичны стадиям формирования терригенных пород.

Внутриформационные процессы тесно связаны с карбонатными породами, и имеют тот же или немного более древний возраст. Стадии образования обломочных пород, происходящих в породе порой еще не литифицированных осадков, весьма малое расстояние переноса или захоронение на месте, слабая окатанность и сортировка.

Обломочно-органогенные породы близки к внутриформационным, так как формирование карбонатных скелетов организмов происходит в одном и том же бассейне с включающими осадками. Но органогенные карбонатные образования в отличие от механически и химически осажденного карбоната практически минуя стадию рыхлого ила и, следовательно, стадию диагенеза. Вследствие этого органогенные постройки всегда бывают кристаллическими, даже в случаях водонасыщения уже консолидированное в породе геологическое тело.

Таким образом, обломочные породы, несомненно, относятся к весьма малым расстояниям переноса, связанные с материнскими породами, то орформационными.

Генетическая классификация карбонатных пород

Генетический тип карбонатных пород	Структурно-генетический класс карбонатов	Количество визуально различных карбонатных обломков и их генетическая принадлежность	Текстура карбонатов
Обломочно-хемогенные известняки (доломиты)	Пелитоморфные известняки (доломиты), размер зерен менее 0,005 м Микрозернистые известняки (доломиты), размер зерен менее 0,01 мм Тонкозернистые известняки (доломиты), размер зерен 0,01—0,04 мм	0—5% Органогенные, аллотигенные или внутриформационные	Слоистая
	Пелитоморфные, микро- и тонкозернистые известняки (доломиты) с органогенными, аллотигенными и внутриформационными обломками известняка (доломита)	5—50% Органогенные, аллотигенные или внутриформационные	
	Оолитовые и пизолитовые известняки (доломиты)		
Обломочно-органогенные известняки (доломиты)	Брекчисвидные и конгломератовидные органогенно-обломочные известняки (доломиты) Дресвяновидные и гравелитовидные органогенно-обломочные известняки (доломиты) Песчаниковидные органогенно-обломочные известняки (доломиты) Алевритовидные органогенно-обломочные известняки (доломиты)	Более 50% Органогенные	Слоистая, реже массивная
	Биоморфные известняки (доломиты)	Не более 20% Органогенные	Массивная

Обломочные известняки (доломиты)	Известняковые (доломитовые) конгломераты Известняковые (доломитовые) гравелиты Известняковые (доломитовые) песчаники Известняковые (доломитовые) алевролиты	Более 50% Аллолитгенные	Слоистая, реже массивная
	Брекчиевидные и конгломератовидные известняки (доломиты) Дресвяновидные и гравелитовидные известняки (доломиты) Песчанниковидные известняки (доломиты) Алевролитовидные известняки (доломиты)	Более 50% Внутриформационные	
Перекристаллизованные известняки (доломиты)	Мелкозернистые известняки (доломиты), размер зерен 0,04—0,25 мм Среднезернистые известняки (доломиты), размер зерен 0,25—0,5 мм Крупнозернистые известняки (доломиты), размер зерен 0,5—1,0 мм	0—5% Органогенные, аллолитгенные или внутриформационные	Массивная, реликтовая слоистая
	Мелко-, средне- и крупнозернистые известняки (доломиты) с органогенными, аллолитгенными и внутриформационными обломками известняка (доломита)	5—50% Органогенные или внутриформационные	
Диа- и эпигенетические карбонатные породы	Известняки раздоломичевания Известняки замещения (кальцитизации) Доломиты замещения (доломитизации)	Реликты органогенных, аллолитгенных или внутриформационных карбонатных обломков	Массивная, реже реликтовая слоистая

могут иметь более широкие площади разноса, сближаясь с этой точки зрения

Ввиду генетической связи внутриформационно-генно-обломочных карбонатных пород с карбонатными породами,

и
ческое родство аллотигенных обломочно-карбонатных пород терригенными породами предполагает при нологии.

В особые генетические типы
ванные известня
карбонаты раздоломичивания и метасо
К перекристаллизованным отнесены карбонатные породы с размером кристаллических зерен более 0,04 мм. Генезис таких разностей можно предположения по реликтам первоначальных структурных особенностей. К диа- и эпигенетическому типу карбонатных пород относятся известняки раздоломичивания, а также метасоматические извест

Структурно-генетические классы в каждом конкретном случае могут быть подгруппным, морфологическим особенностям, окраске, преобладающей группе породоной примеси и т. д. Так, например, в среднем и верхнем рифее изучены горизонтально-тые известняки, битуминозные конгломератовидные и песчаниковидные доломиты, обломочно-фитолитовые и онколитовые доломиты, товые гл
При кла
известняк — доломит — глинистое вещество автор придерживался схемы С. Г. Вишнякова (1933).

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ ПЛАТФОРМЕННОЙ ОБЛАСТИ

Малгинская свита

Малгинская свита, с которой начинается мощная карбонатная вых обнажениях кан, где она имеет мощность 110—130 м. Отдельные части свиты описа
обнажениях скал Малгина.

Разрез свиты слагается известняками; в самой кровле прослежи

митов и доломитизированных известняков. Среди известняков преобладает обломочно-хемогенный тип; обломочный тип представлен маломощными (до 0,2 м) линзами брекчированных известняков (табл. 3).

Обломочно-хемогенный тип представлен однообразными микро-тоньяками, различающимися по текстурным признакам и окраске. По этим признакам выделяются: горизонтальнослоистые, неправильно-, волнисто- и линзовиднослоистые разновидности. Известняки с указанными текстурными признаками образуют частое переслаивание и распространены по всему разрезу свиты. Однако горизонтальнослоистые разности тяготеют к нижней

темно-красными известняками; породы же второй разновидности чаще встречаются в верхней половине свиты (мощность 50—60 м), образованной светло-серыми известняками.

Темно-красные микро- и тонкозернистые известняки внешне плотные афанитовые породы, иногда с тонкими (1—2 мм), светло-зеленоватыми линзовидными прослойками. Поверхности наслоений несут скульптурные знаки в виде разнообразных по величине и форме бугорков, валиков и углублений (от нескольких миллиметров до 1—1,5 см в плане), покрытых тонкой (0,05—0,1 мм) глинистой пленкой. Структура породы представляет тонкую мозаику кальцита с размером зерен от 0,007

Таблица 3

Типы и разновидности пород малагинской свиты и их распространение

Тип пород	Суммарная мощность, м	Распространение, %	Разновидности пород и их краткая характеристика
Обломочно-хемогенные известняки	90—110	83	Микро-, тонкозернистые слоистые известняки темно-красного и светло-серого цвета
Обломочные известняки	3—4	3	Брекчевидные и конгломератовидные известняки
Обломочные доломиты	3—4	3	Конгломератовидные и песчаниковидные битуминозные доломиты
Перекристаллизованные доломиты	Не более 7—9	Не более 6	Мелкозернистые, битуминозные доломиты
Битуминозные сланцы	Не более 2—4	Не более 2—3	Доломитовые битуминозные сланцы

до 0,02 мм в которой р
ные зерна кварца, доломита и, возможно, полевых
стура породы горизонтально-слоистая и неправильная линзо-
видно-волнистослоистая. Последняя характеризуется наличием
неправильных линзочек и волнистых прослоек мощностью 1—
3 мм, которые чередуются с более мощными (5—15 см) гори-
зонтально-слоистым.

Линзочки отличаются большим содержанием алевритовой примеси.

Светло-серые микро- и тонкозернистые изве
зуют большую часть верхней половины
имеют зеленоватый или красноватый оттенок. Текстура пород
характери

нистой и ли
имеют бугорчатый характер.

Микроскопическое изучение показывает, что порода обра-
зована тонко- и мелкозернистым (0,02—0,25 мм) кальцитом.
Линзовидн

но-красных разностях (до 1 см), состоят из тонкозернистого
кальцита со значительной примесью
нистого вещества (до 20—30%). Доломит встречается в виде
мелких (менее 0,005—0,02 мм) овальных и неправильных зер-
рен, а также в виде

боздров разнообразной формы (0,02—0,05 мм). В некоторых

случаях он представлен бесфор-
менными агрегатами. По-видимо-
му, имеет место как аллотигенная,
так и аутигенная природа зерен
доломита. Кварц присутствует в
виде угловатых зерен размером
0,005—0,04 мм. Очень редко в
шлифах обнаруживаются овалы-
ные стяжения микроагрегатного
кремнистого вещества размером

1—1,5 мм. Предполагается, что неправильная линзовидная и
волнисто-слоистая тексту
вижной водной среды в результате отложения мелкоалеври-
товых зерен кварца и доломита, а также в результате мелких
подводных размывов. Позднее эти текстуры отразились в не-
равномерном

В верхней части свиты среди светло-серых известняков
встречаются прослойки частично размываемых глинистых известня-
ков, котор
филь (рис. 2).

Обломочный тип известняков малгинской свиты представ-
лен внутриформационными
видными известня

свиты среди темно-красных извест
ностью до 0,3 м и длиной до 2—3 м (рис. 3). Обломки состоят

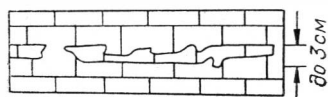


Рис. 2. Текстура растворения
в известняках малгинской сви-
ты.

из

вышеописанному; форма облом
лиме

в различной степени перекристаллизованный кальцит.

Другая разновидность обломочного

встречена

глинистого известняка

коокатанную

афанитового с

(рис. 4).

Своеобраз

ность 15 м), венчающая разрез

обрывах скал Малгина. В основании пачки залегает двухмет-

ровый пласт доломитовых битуминозных

которые выше переслаиваются с битуми

тистыми известняками,

пластовые обломки битуминозного доломита плоскоокатанной
и овальной ф

тость, количество прослоев с внутри

минозность, а вместе с тем и сланцеватость убывает снизу

вверх по разрезу и окончательно исчезают к 8—10 м. За

шают пачку серые с коричневатым оттенком слабо битуми-
нозные доломиты.

Доломитовые битуминозные сланцы,

ннем «горючие сланцы», представляют собой черные тонко-

рассланцованные породы, раскалывающиеся на крепкие, иног-

ра упругие на изгиб пластинки,

слабо пахнущие битумом при

ударе; в поперечном изломе

пластинки имеют грубоосколь-

чатые острые края. Под микро-

скопом видно, что тонкослой-

стая текстура породы обуслов-

лена переслаиванием полу-

прозрачного темно-бурого органи-

ческого вещества (мощно-

стью нитевидных слоев 0,01—

0,04 мм) и прозрачного бурова-

то-желтого органического ве-

щества с примесью глинистого

материала (мощностью слой-

ков 0,01—0,15 мм); буровато-

желтое органическое вещество

слабо поляризует в желтоватых

тонах. К прослойкам и линзам

последнего приурочены скопле-

ния ромбоэдрических зер-

ен доломита (около 30%) раз-

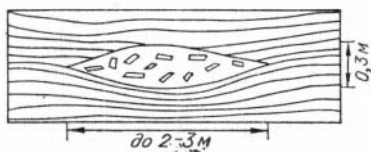


Рис. 3. Линза брекчиевидных известняков в нижней части малгинской свиты.

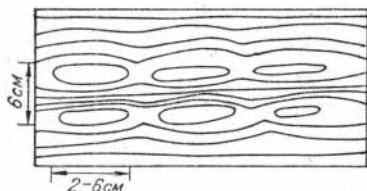


Рис. 4. Лепешковидная галька известняков в верхней части малгинской свиты.

мером 0,01—0,045 мм, нередко образующих самостоятельные линзочки; в этих же прослойках встречаются единичные очень мелкие (до 0,02 мм) угловатые зерна кварца, и, возможно, полевого шпата (фото 7).

Мелкозернистые битуминозные доломиты — коричнева-то-черные горизонтально- и тонколинзовиднослоистые породы с искристым изломом в шлифе представляют собой мозанку из ромбоэдрических и неправильно-ромбоэдрических кристаллов доломита (85—90%), размеры которых колеблются от 0,05 до 0,15 мм (фото 8). Тонкие промежутки между зернами выполнены непрозрачным или полупрозрачным в шлифе буро-коричневым органоминеральным веществом (10—15%), которое вверх по разрезу становится более глинистым. Горизонтально-слоистая текстура обуславливается тенденцией к послойному распределению органического вещества, а также неодинаковой степени раскристаллизации доломита. Линзовиднослоистая текстура вызвана присутствием тонких линзочек и овальных образований (1—2 мм) с более мелкозернистой структурой, не содержащих органической примеси. Наряду с этим видны линзовидные прослойки, более обогащенные органическим веществом. Пирит встречается в породе в виде мелких агрегатных скоплений и отдельных кубических кристаллов.

Мелкозернистые слабобитуминозные доломиты отличаются от описанной выше разности более светлой окраской (серая с коричневым оттенком), что связано с меньшим содержанием органического вещества (до 1% на площадь шлифа). При большом увеличении можно обнаружить прозрачные буровато-желтые пленки органического вещества, обрамляющие отдельные зерна и выполняющие мелкие поры между ними.

Обломочный тип доломитов представлен конгломератовидными доломитами и доломитистыми известняками. Обе разновидности образуют частое переслаивание среди битуминозных доломитов в виде прослоев и линз мощностью 0,1—0,30 м. Конгломератовидные доломиты представляют собой битуминозную мелкокристаллическую породу, которая содержит линзовидные и овальные обломки доломита, ориентированные длинными осями параллельно плоскости наслоения. Обломки отличаются от вмещающей породы структурой и более темной окраской. Размеры их колеблются в пределах 1—10 см (по длинной оси).

Конгломератовидные доломиты и доломитистые известняки могут сопровождаться мелкообломочными (песчаниковидными) доломитами и известняками мощностью, не превышающей нескольких сантиметров. Последние обнаруживают косую слоистость и состоят из округлых и неправильных обломков размером 0,1—3 мм, образованных микро- и тонкозернистым карбонатом. Цементированы они, как и псефитовые разности, более крупнозернистым карбонатом (0,04—0,15 мм).

Ципандинская свита

Наиболее полные разрезы ципандинской свиты изучены в обнажениях скал Малгина и Сыгырайа в бассейне среднего течения р. Мая, а отдельные части разрезов — у поселков Хаахарь и Ципанда. Здесь эта свита (мощность 250—400 м) представлена слоистыми светло-серыми и светло-розовыми тонкокристаллическими доломитами; встречаются линзовидные тела различных размеров строматолитовых доломитов и пачки массивных сильно перекристаллизованных доломитов. Строматолитовые доломиты обычно кавернозны и имеют участки с брекчиевидной структурой. Ближе к кровле свиты усиливается перекристаллизация доломитов, появляется кавернозность и брекчированность в слоистых доломитах (табл. 4).

Как видно из табл. 4, среди доломитов ципандинской свиты выделяются 4 генетических типа пород: обломочно-хемогенный, обломочно-органогенный, обломочный и перекристаллизованный.

Обломочно-хемогенные доломиты наиболее распространены в свите и составляют 50—60% разреза. Это светло-серые с розовым оттенком, тонкокристаллические породы, обладающие тонкой горизонтальной, мелковолнистой и полого выклинивающейся слоистостью. В шлифах порода характеризуется чередованием волнистых полос с различной степенью перекристаллизации доломита. При этом полосы не выдержаны по простиранию, часто выклиниваются и распадаются на ряд неправильных линзочек. Площадные соотношения перекристаллизованных и неперекристаллизованных участков в шлифах примерно равны. Перекристаллизованные участки прозрачны и состоят из неправильных зерен доломита размером 0,04—0,15 мм, реже до 0,5 мм. Неперекристаллизованные слои и линзочки менее прозрачны, замутнены и состоят из зерен размером 0,01—0,04 мм.

Таблица 4

Типы и разновидности пород ципандинской свиты и их распространение

Тип пород	Распространение, %	Разновидности пород
Обломочно-хемогенные доломиты	50—60	Микро-, тонкозернистые, горизонтально-слоистые доломиты
Обломочно-органогенные доломиты	30—40	Строматолитовые доломиты Внутриформационные брекчиевидные доломиты
Обломочные доломиты	до 3	
Перекристаллизованные доломиты	10—16	Мелкозернистые массивные (неслоистые) доломиты

В нижней части свиты среди горизонтально-слоистых доломитов встречаются участки с текстурой смятия подводных оползней, которая выражается в нарушении первичной текстуры, появлении крутых волнообразных складок и сложной запутанной слоистости. В таких участках отмечаются отдельные плоские обломки того же доломита, повышенное содержание диагенетических кремнистых желвачков, а также пустоток, заполненных кальцитом.

В верхней части разреза среди горизонтально-слоистых доломитов появляются линзовидные участки с косою слоистостью, внутрислоистой брекчированностью и кавернозностью: косослоистые и брекчированные доломиты тесно связаны взаимными переходами. Косая слоистость образуется в результате кратковременного размыва горизонтально-слоистого доломита, после чего на образовавшейся неровной поверхности, которая под углом срезает горизонтальную слоистость, отлагается другая тонкослоистая серия, которая вновь размывается, и процесс повторяется снова. На поверхностях размыва иногда накапливаются линзы мелкобрекчированного доломита; эти линзы и образовавшиеся промоины облекаются отлагающимися выше сериями слойков, образуя своеобразную косолинзовидную слоистость. Л. Н. Ботвинкина (1962) называет такое наслоение облекающим.

Обломочно-органогенные доломиты представлены строматолитовыми разностями, слагающими 30—40% разреза в виде линзовидных тел различных размеров. Внешне это светло-серые и светло-розовые массивные породы со слабо заметными на поверхности выветривания столбчатыми строматолитами группы *Baicalia* Kryl. и пластовыми постройками групп *Stratijera* Kog. и *Irregularia* Kog. (Нужнов, 1967). В них нередки участки с брекчиевидной структурой и кавернозностью. По микроструктуре и перекристаллизации карбонатного материала различаются три разности строматолитовых доломитов.

В столбчатых формах первой разновидности наблюдается чередование перекристаллизованных и неперекристаллизованных слойков. Перекристаллизованные слойки прозрачные и всегда более мощные (до 1—3 мм); сложены они крупными (0,5—1,2 мм) столбчато-погасающими агрегатами зерен доломита и тонкозернистым доломитом (0,01—0,08 мм); в них содержатся неправильные сгустки и линзы микрозернистого доломита. Неперекристаллизованные слойки имеют в шлифе серый цвет и мощность, не превышающую 0,4—0,7 мм; сложены они микрозернистым (0,01 мм) доломитом. Слойки могут разветвляться и выклиниваться.

Микроструктура второй разновидности водорослевых доломитов характеризуется отсутствием ясно видимых строматолитовых форм, наличием неправильно-линзовидных и овальных сгустков, занимающих около половины площади шлифа, сре-

ди более перекристаллизованной цементирующей карбонатной массы. Структура сгустков микро- (0,007—0,01 мм) и тонкозернистая (0,01—0,04 мм). Размеры весьма различны и не имеют четко выраженных пределов. Границы сгустков достаточно отчетливы. Цементирующий доломит состоит из неравномерно перекристаллизованных неправильных зерен размером 0,03—0,25 мм. Часто они образуют агрегаты со столбчатым погасанием.

Третий вид представлен строматолитовыми доломитами, в которых вследствие интенсивной перекристаллизации, потеряна первичная микрослоистая текстура. Ясно отличимые в шлифе столбчатые постройки состоят из лучисто погасающего агрегата зерен, ориентированных параллельно оси столбчатости. Длина лучистых кристаллов 0,4—2 мм, ширина 0,06—0,12 мм. Промежутки между лучистыми кристаллами выполнены крупнозернистым доломитом, который составляет около 30% породы.

Во всех трех разновидностях водорослевых доломитов промежутки между столбчатыми формами строматолитов выполняются микрослоистым сгустковым или агрегатно перекристаллизованным доломитом.

Перекристаллизованные доломиты встречаются в верхней половине свиты. Это светлые и светло-розовые массивные кавернозные породы, состоящие из равномерно перекристаллизованного доломита с размером зерен 0,04—0,10 мм. Форма зерен неправильная и неправильно-ромбоэдрическая. Стенки каверн выложены мозаикой более крупных кристаллов (0,15—0,40 мм) с хорошо выраженным ромбоэдрическим габитусом. В полостях каверн эти кристаллы обрастают крустификационными агрегатами кальцита. Кроме того, полости каверн могут быть выполнены железисто-глинистым веществом.

Обломочные доломиты встречаются в подошве свиты, в виде заполнения эрозионных карманов на размытой поверхности карбонатных пород малгинской свиты, в середине свиты — в виде неправильных участков в строматолитовых доломитах, в кровле — в виде внутрипластовых брекчий и брекчий растрескивания.

Контакт малгинской и ципандинской свит, хорошо видимый в обнажениях скал Малгина, представляет собой четко видимую поверхность, местами осложненную эрозионными углублениями, которые выполнены обломками доломита. Мы наблюдали эрозионные карманы мощностью до 4—5 м, выполненные неокатанными и слабоокатанными плоскими и неправильными обломками размером от нескольких миллиметров до 10—15 см и более, аналогичными по составу эродируемым битуминозным доломитам. Цементом этих брекчий является разнозернистый (0,08—1,2 мм) доломит, в котором встречаются редкие микростяжения кремнистого вещества размером 0,2—1,2 мм.

С. В. Нужновым (1967, с. 79) описаны «доломитовые брекчии» (мощностью от 0,4 до 2,5 м), состоящие из «... обломков светло-серых, розовато-серых и серых сахаровидных доломитов, сцементированных желтовато-серой глинисто-доломитовой и пелитоморфной доломитовой массой».

В верхней части свиты среди слонстых доломитов появляются маломощные линзовидные участки внутриформационных брекчиевидных доломитов, связанных взаимными переходами с косослонстыми доломитами. Обломки доломита плоские, неокатанные; их размеры не превышают первых сантиметров. Здесь же встречаются брекчиевидные доломиты, представляющие собой иной вид породы — горизонтально-слоистые тонкозернистые доломиты, разбитые системой разнонаправленных трещин на кусочки неправильной формы, слабосмещенные относительно друг друга; пространство между кусочками выполнено красноватым раскристаллизованным доломитом с размером зерен 0,2—1,3 мм. Кроме того, в таких участках имеют место полые трещинки и каверны, стенки которых инкрустированы кристаллами доломита. Этот тип брекчированности представляется как эпигенетический.

Лахандинская свита

Лахандинская свита, выделенная в 1941 г. В. А. Ярмолюком, расчленена им на четыре подсвиты. С. В. Нужнов (1967), детализировавший эти подсвиты, присвоил им собственные названия: кумахинская, мильконская, нельканская и игниканская. Кумахинская и нельканская подсвиты сложены главным образом аргиллитами, мильконская и игниканская — преимущественно органогенно-обломочными известняками и доломитами (табл. 5).

Породы лахандинской свиты изучены в стратотипическом разрезе в береговых обнажениях р. Мая между устьями речек Талая и Малый Кандык, а также на южной окраине Майской впадины по правому берегу р. Мая выше устья р. Игникан. В первом разрезе мощность лахандинской свиты, по данным В. А. Ярмолюка, составляет 700 м, во втором, по данным С. В. Нужнова, — 400—450 м.

Обломочно-органогенные известняки и доломиты представлены строматолитовыми и обломочно-фитолитовыми разновидностями. Последние почти всегда сопровождают строматолитовые биогермы, присутствуя в подчиненном количестве в мильконской и нельканской подсвитах, в верхней игниканской подсвите они образуют самостоятельные мощные пачки. В мильконской и нельканской подсвитах выделяются строматолитовые обломочно-фитолитовые, сгустковые, обломочные песчаниковидные, доломитовые и доломитистые известняки.

Типы и разности пород лахандинской свиты

Типы пород	Распространение в свите. % (по мощности)	Разности пород
Обломочно-органогенные доломитистые известняки и известковистые доломиты	Преобладают	Строматолитовые, обломочно-фитолитовые, сгустковые
Обломочные доломитистые известняки и известковистые доломиты	Не менее 15	Известняковые и доломитовые песчаники с глауконитом, брекчневидные известняки и доломиты
Обломочно-хемогенные известняки	Не более 5	Тонкозернистые слоистые
Песчаники и алевролиты	Прослон	Кварцевые с карбонатным цементом
Аргиллиты	Около 30—40	Гидрослюдные, гидрослюдисто-каолинитовые

Строматолитовые известняки и доломиты представляют наиболее распространенный тип пород лахандинской свиты (до 35% мощности). По минералогическому составу среди пород этого типа выделены строматолитовые доломитовые и доломитистые известняки и менее распространенные строматолитовые доломиты.

Строматолитовые доломитовые и доломитистые известняки встречаются в обнажениях в виде линзовидных тел различных размеров, одиночных форм среди обломочно-фитолитовых карбонатов, а также в виде столбообразных биогермов (рис. 5). Окраска их серая и красная различных оттенков — от бледно-розовой до сургучно-красной.

Микротекстура строматолитов в шлифах характеризуется присутствием темных и светлых компонентов, сложенных карбонатом различной структуры и состава. Темные компоненты, характеризующиеся пониженной прозрачностью, представлены микрослойками, неправильными линзочками и сгустками, сложенными пелитоморфным, микро- и тонкозернистым доломитом или кальцитом и доломитом. Они загрязнены непрозрачным железисто-глинистым и органическим веществом, а также единичными алевроитовыми зернами кварца. Количество доломита в темных компонентах строматолитов варьирует от незначительного участия в их сложении до сплошного (табл. 6).

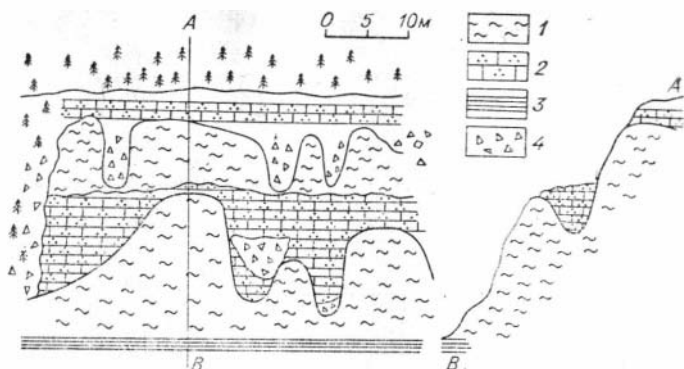


Рис. 5. Столбообразные биогермы строматолитовых известняков лахандинской свиты (р. Мая).

1 — строматолитовый известняк, 2 — обломочно-фитолитовый известняк, 3 — аргиллит, 4 — осыпи.

При большом увеличении обычно различимы ромбоэдрический и неправильно ромбоэдрический габитусы большинства зерен. Мощность темных прослоек и линзочек 0,1—1,3 мм. Иногда на верхнем контакте темных прослоек наблюдаются тонкие (0,03—0,04 мм) пленки глинистого материала, которые могут переходить в стилолитоподобные швы.

Светлые компоненты строматолитов представлены прослойками кристаллического карбоната, который в одних случаях субпараллельно переслаивается с темными прослойками, в других цементирует темные линзы и сгустки. Светлые компоненты сложены мозаичным тонко- и мелкозернистым кальцитом, в котором иногда рассеяны единичные зерна доломита. В

Разновидности строматолитовых

Порода	Минеральный	
	общий	темных компонентов строматолитов
Строматолитовый известняк доломитовый и доломитистый	Кальцит — 60—95 Доломит — 5—30 Органическое и железисто-глинистое вещество — до 10 Кварц — 1—2	Кальцит — 3—35 Доломит — 5—30 Органическое и железисто-глинистое вещество — до 10 Кварц — 1—2
Строматолитовый доломит	Доломит — 90—100 Органическое и железисто-глинистое вещество — до 7	Доломит — 10—20 Органическое и железисто-глинистое вещество — до 7

кальците отсутствуют глинистые и органические примеси. Иногда кальцит в светлых прослойках имеет крустификационную структуру, характеризующуюся нарастанием корочек кальцита на верхнюю и нижнюю поверхность соседних темных слоек. Корочки соединяются посередине светлого слоя, образуя ясно видимый шов. Мощность светлых слоев и линзочек колеблется от 0,2 до 3,5 мм (фото 9).

Строматолитовые доломиты встречаются гораздо реже известняков. Внешне это розовато-серые породы с красной поверхностью выветривания. Под микроскопом светлые компоненты строматолитов состоят из неправильно ромбоэдрических и ромбоэдрических зерен (0,03—0,3 мм) доломита. Темные компоненты представлены тонкозернистым (0,01—0,03 мм) доломитом, сконцентрированным в линзы и сгустки, которые образуют полосы (0,8—0,10 мм), чередующиеся с прослойками светлого доломита.

Промежутки между столбиками строматолитов и в той и в другой разновидности выполняются сгустковым карбонатом. Сгустки округлой, овальной, линзовидной и неправильной формы размером от 0,08 до 0,8 мм представлены пелитоморфным и микрозернистым карбонатом и сцементированы более крупнозернистым карбонатом.

Обломочные, обломочно-фитолитовые и сгустковые карбонатные породы в мильконской и нельканской подсвитах обычно сопровождают строматолитовые известняки и доломиты, образуя базальную массу для одиночных форм; они подстилают или перекрывают линзовидные тела строматолитов и выполняют пространство между отдельными выступами в столбообразных биогермах (см. рис. 5). Данные об их минеральном составе и структурно-текстурных особенностях сведены

Таблица 6

карбонатных пород

состав, %	Размер карбонатных зерен, мм		Микротекстура породы
	темных компонентов	светлых компонентов	
Кальцит — 45—70 Доломит — 0—5	0,005—0,1	0,01—0,2	Слоистая, линзовидная, сгустковая
Доломит — 80—85	0,015—0,03	0,08—0,3	Линзовидно-слоистая сгустковая

Разновидности обломочных, обломочно-филолитовых и густковых

Порода	Минеральный	
	общий	обломков. микрофилолитов и густков
Песчаниковидный обломочно-филолитовый доломитовый известняк	Кальцит — 60—75 Доломит — 25—40 Органическое и железисто-глинистое вещество — до 10	Кальцит — 0—5 Доломит — 25—30 Органическое и железисто-глинистое вещество — до 10
Песчаниковидный филолито-обломочный доломитистый известняк	Кальцит — 85—95 Доломит — 5—15	Кальцит — 15—55 Доломит — 5—15
Густковый известняк, доломитистый и доломитовый известняк	Кальцит — 50—98 Доломит — 2—50	Кальцит — 4—60 Доломит — 0—36
Песчаниковидный и гравелито-видный известняк и доломитистый известняк	Кальцит — 80—100 Доломит — 0—10 Глауконит — до 7 Кварц — 1	Кальцит — 30—35 Доломит — 0—10 Глауконит — до 7 Кварц — 1

в табл. 7; ниже дается краткое описание каждой из выделенных разновидностей.

Песчаниковидные обломочно-филолитовые доломитовые известняки внешне представляют серую или красноватую породу с хорошо видимой на выветрелой поверхности обломочной структурой. Под микроскопом обнаруживается, что порода состоит из округлых, овальных, удлиненных и неправильных с плавными контурами образований (25—40%), представленных пелитоморфным или тонкозернистым доломитом. Размеры изометричных образований изменяются от 0,1 до 3 мм, удлиненных — от 1 до 7 мм в длину при толщине 0,2—2 мм. Образования либо имеют хорошо различимую внутреннюю структуру микрофилолитов (фото 10), либо не обладают таковой, а на их водорослевую природу указывает специфическая удлиненная форма и почти полностью доломитовый состав при известковом цементе (фото 11). Исследования показали, что для микрофилолитов характерен преимущественно доломитовый состав. Текстура породы в шлифах характеризуется беспорядочным расположением обломков или слабой субпараллельной ориентировкой удлиненных компонентов. Цементом породы служит мозаичный тонко- и мелкозернистый кальцит. Тип цемента базальный (60—75%).

Песчаниковидные филолито-обломочные доломитистые известняки макроскопически схожи с описанной выше разновид-

карбонатных пород мильконской и нельканской подсуит

состав. %	Размер карбонатных зерен, мм		Микротекстура породы
	цемента	обломков, микрофитолитов, сгустков	
Кальцит — 60—75	0,01—0,07	0,015—0,30	Беспорядочная, слабо ориентированная
Кальцит — 30—70	0,01—0,18 до 2	0,01—0,15	Слабо ориентированная, беспорядочная
Кальцит — 30—70 Доломит — 0—18	0,01—0,03	0,02—0,8	Слоистая, беспорядочная
Кальцит — 55—60	0,01—0,5	0,01—0,10	Беспорядочная

ностью. Однако изучение в шлифах показывает, что они состоят из обломков мелко- и крупнозернистого известняка, лишь слегка измененных водорослевыми образованиями. Вокруг хорошо окатанных обломков диаметром от 0,1 до 11 мм отмечается доломитовая оторочка (0,01—0,06 мм), имеющая, по-видимому, водорослевую природу. Цементируются обломки базальным кальцитом (фото 12).

Сгустковые известняки, доломитистые и доломитовые известняки внешне схожи с обломочно-фитолитовыми разновидностями карбонатных пород, отличаясь лишь менее четко выраженной обломочной структурой. На 30—60% они состоят из сгустков различной формы (округлых, линзовидных, овальных, удлиненных, неправильных) размером 0,08—2 мм, сложенных пелитоморфным и микро-, тонкозернистым карбонатом (чаще доломитовым известняком, реже известняковым доломитом). Контуры сгустков могут быть как достаточно четкими, так и расплывчатыми. Промежутки между сгустками выполнены тонко- и мелкозернистым кальцитом. Сгустки расположены беспорядочно или ориентированно, образуя слоистую текстуру. Совместное сонахождение сгустковых и микрофитолитовых карбонатов позволяет предполагать их водорослевое происхождение.

Песчаниковидные и гравелитовидные известняки и доломитистые известняки состоят из внутрiformационных обломков известняка округлой, овальной, линзовидной, режелитчатой

формы. Структура обломков пелитоморфная до тонкозернистой. Размеры обломков изменяются от 0,1 до 20 мм. В качестве примеси наблюдались терригенные зерна кварца, обломки аргиллита и глауконит, в большей или меньшей мере замещенный кальцитом. Цементируются обломки тонко- и мелкозернистым кальцитом базального типа (60—65%).

В верхней игниканской подсвите лахандинской свиты наиболее развиты обломочные карбонатные породы, которые отличаются от описанных выше пород этого типа тем, что не являются быстро выклинивающимися породами-спутниками строматолитовых тел, а образуют самостоятельные мощные пачки, протягивающиеся на сотни километров. Мощность отдельных пластов достигает 30—40 м. Изученные обломочные карбонатные породы подразделяются на шесть разновидностей (табл. 8).

Глауконитовый обломочно-фитолитовый доломит представляет собой серую породу с пятнистой текстурой, напоминающую по строению гравелит. Многочисленные овальные и овально-удлиненные зерна глауконита придают породе зеленоватый оттенок. Цементирующий карбонат имеет более светлую окраску.

Микроскопическое изучение показывает, что порода состоит из округлых, овальных, удлиненно-овальных и неправильных доломитовых образований. Среди последних встречаются два типа.

Один тип представлен желвачками с более или менее овальными очертаниями, имеющими концентрически-слоистое строение. В желвачках различаются ядро и наслоения. Облекающие слои неравномерной толщины (от тысячных долей до 0,2—0,3 мм), со вздутиями и по контурам часто не соответствуют друг другу; диаметр желвачков 0,5—2,2 мм. Ядра желвачковых образований (0,3—2 мм) обычно ясно оконтурены и имеют округлую, овальную, удлиненную или неправильно окатанную форму. Их структура почти всегда отличается от структуры наслоений. Они имеют тонкозернистую структуру (0,07—0,10 мм), в то время как наслоения образованы менее прозрачным буроватым микро- и тонкозернистым доломитом (0,005—0,03 мм); реже ядра слагаются карбонатом более тонкозернистым, чем наслоения. Развиты и явления перекристаллизации, делающие неотличимой структуру ядер и наслоений. Очень редко в ядрах можно встретить мелкоалевритовые обломки кварца.

Другой тип образований напоминает округлые, неправильные и удлиненные обломки, состоящие из нескольких (от 2 до 6) желвачков, сцементированных пелитоморфным и микрозернистым доломитом. Обломки оконтурены очень тонкой (0,005—0,015 мм) не всегда выраженной пелитоморфной каемкой. Вместе с желвачками в составе обломков мо-

Таблица 8

Разновидности обломочных карбонатных пород игниканской подсвиты

Название породы	Состав, %				
	онколитовые образования	обломки карбонатных пород	глаукоцит и псевдоморфозы доломита по глаукоциту	обломки кварца	цемент
Глаукоцитовый обломочно-фиолитовый доломит	50—55	Присутствует	10—15	Ед. зерна	Доломит 30—35
Микрофиолитовый глаукоцит-доломитовый песчаник и гравелит	Обломки онколитов 15—20	Обломки доломита 60—65	В составе обломков — 5—7	Ед. зерна	Доломит—кальцит 15—25
Глаукоцитовый доломитовый песчаник и гравелит	Присутствует	Обломки доломита 40—90	До 30	Ед. зерна	Доломит 40—30
Сгустковый доломит		Сгустки	20—30	Ед. зерна	Доломит 70—80
Доломитово-кварцевый песчаник	—	Обломки доломита 35—40	Присутствует	40	Доломит 20
Брекчиевидный известняк		Обломки известняка 80—85		0,5	Доломит 14,5

гут быть сцементированы единичные зерна глауконита. Размеры обломков достигают 4—8, редко 10—15 мм в длину.

Описанные образования относятся к онколитам типа *Osagia* (Маслов, 1955; Журавлева, 1964). Ядра онколитов во многих случаях являются обломками карбонатных пород, о чем свидетельствуют различие в структуре ядер и наслоений, четкие и индивидуально разноформенные очертания ядер, а также включения в них терригенных зерен кварца.

Зерна глауконита овальной и червеобразной формы, размером от 0,8 до 4,0 мм по длинной оси, частично или полностью замещены пелитоморфным и микрозернистым доломитом. Замещение происходит по трещинам синерезиса, внедряясь в глубь зерна. Они могут быть окаймлены весьма тонкой пелитоморфной карбонатной каемкой. Глауконит в виде микроскопических зерен и примазок входит в состав онколитов, чаще в ядрах, реже в наслоениях.

Цемент породы порового типа образован тонко-, мелко- и среднекристаллическим (0,03—0,05 мм) доломитом с ромбоэдрической и неправильной формой кристаллов. В цементе обнаруживаются единичные мелкоалевритовые зерна кварца, корродированные доломитом.

Онколитовые глауконито-доломитовые песчаники и гравелиты представляют собой серую с коричневым оттенком породу. В одних случаях она имеет ясно видимую обломочную структуру с овальными, округлыми и удлиненными обломками, сцементированными розоватым карбонатом. В других случаях эта структура может быть обнаружена лишь с помощью лупы или по характерной мелкокомковатости выветрелой поверхности. В изломе породы видны зеленые примазки глауконита.

В шлифе порода состоит из округлых, овальных, неправильных и плоско-удлиненных обломков (0,1—5 мм), образованных пелитоморфным, микро- и тонкокристаллическим доломитом. Среди них различаются два типа.

Первый тип представлен обычными окатанными обломками доломита с однородной микро- и тонкокристаллической структурой. В них в том или ином количестве могут присутствовать терригенные зерна (0,05—0,2 мм) окатанной, полуокатанной и угловатой формы. Кроме кварца обычны включения почти полностью замещенных пелитоморфным доломитом и гидроокислами железа мелких (0,1—0,8 мм) зерен глауконита.

Второй тип, содержащийся в породе в количестве 15—20%, представлен более или менее окатанными обломками онколитовых образований с концентрически-слоистым строением, аналогичных описанным выше породам первой разновидности. В отличие от них последние имеют явно переотложенный характер, так как концентрические наслоения повсе-

местно обломаны и корродированы. Внутри ядер онколитов могут содержаться одно-два, редко три обломочных зерна кварца (0,05—0,25 мм), которые, принимая во внимание небольшие диаметры ядер (0,6—0,9 мм), образуют достаточную плотность скопления. Это указывает, что ядра являются обломками алевро-псаммитовых карбонатных пород.

Часто как внутри ядер, так и в наслоениях присутствуют полупрозрачные овальные и неясно оконтуренные зерна (0,1—0,4 мм) и примазки глауконита, полностью замещенные пелитоморфным карбонатом и гидроокислами железа.

Цемент породы образован тонко- и среднезернистым доломитом с ясной ромбоэдрической и неправильно ромбоэдрической формой кристаллов. При этом кристаллы крустификационно обрастают обломки, свидетельствуя о диагенетической цементации породы. Часть промежутков между обломками остается незаполненной, либо выполняется более поздним кальцитом, образующим пойкилитовую структуру. В цементе содержатся единичные алевроитовые зерна кварца, корродированные доломитом.

Глауконитовые доломитовые песчаники и гравелиты по внешнему облику представляют собой зеленовато-серую, реже коричневатую-серую породу, которая состоит из ясно наблюдаемых или почти невидимых невооруженным глазом псаммитовых и гравелитовых обломков доломита, сцементированных светлым и розоватым доломитом. Степень видимости обломочных зерен зависит от их размеров, характера перекристаллизации материала породы и плотности укладки зерен (с повышением плотности укладки степень их видимости уменьшается). Окраска видимых обломочных зерен коричневатой или зеленоватой-серой. Кроме того, зеленоватый оттенок породы обусловлен содержанием псевдоморфоз доломита по глаукониту, который сохраняет внешнюю оболочку.

Изучение в шлифе показывает, что порода состоит из овальных, удлиненно-овальных и неправильных обломков доломита. Величина обломков в одном образце может изменяться в достаточно широких пределах (0,2—0,3 мм), чаще, однако преобладает крупнопсаммитовая фракция (0,5—1 мм). Структура обломков пелитоморфная и микрокристаллическая. Встречаются породы с перекристаллизованными обломками; в этом случае размер кристаллов достигает 0,08 мм. Обломки могут содержать от одного до трех терригенных зерен кварца (0,03—0,25 мм) окатанной и угловатой формы. Редко встречаются обломки кварцевого алевролита и песчаника с карбонатным цементом. Некоторые разности пород содержат в виде примеси обломки с плохо выраженной онколитовой структурой.

Псевдоморфозы доломита по глаукониту присутствуют во всех образцах данной разновидности, а в отдельных из

них достигают 30%. В одних случаях они легко отличимы в шлифе от обломков доломита по меньшей прозрачности, иногда по сохраняющемуся слабому зеленовато-буроватому оттенку, видимому в отраженном свете, и по микроскопическим новообразованиям минералов окислов железа. В других случаях в шлифе они почти не отличимы от окружающих обломков и их присутствие фиксируется макроскопически по сохранившейся зеленой окраске псевдоморфоз. Размеры псевдоморфоз примерно соответствуют диаметрам обломков, но наибольшие размеры обломков всегда выше максимальных. Так, в гравелите размеры псевдоморфоз по глаукониту достигают 7 мм против 3 мм обломков карбонатных пород. Цемент образован тонко- и мелкокристаллическим доломитом. Тип цемента поровый. В нем встречаются единичные алевролитовые и псаммитовые зерна кварца.

Сгустковые доломиты — внешне плитчатые светло-серые и розовато-серые яснокристаллические породы с зелеными расплывчатыми псевдоморфозами доломита по глаукониту. В шлифе видны овальные удлинённые и неясно оконтуренные сгустки пелитоморфного, микро- и тонкозернистого доломита (0,005—0,03 мм) среди базальной, более крупнокристаллической (0,04—0,3 мм) цементирующей массы доломита. Размеры сгустков колеблются в пределах 0,15—0,8 мм, в редких случаях достигая 1,3 мм. Некоторые из сгустков содержат единичные мелкие (0,05—0,2 мм) зерна кварца. В цементе породы также присутствуют в небольшом количестве мелкопсаммитовые (0,1—0,3 мм) зерна координированного кварца.

Часть сгустков образовалась за счет преобразований глауконита, другая часть представляет собой измененные вследствие грануляции микрофитолиты и обломки карбонатных пород.

Доломитово-кварцевый песчаник — серая, буровато-серая порода с горизонтальной слоистостью, вызванной неравномерным распределением обломочного материала. В ней, кроме хорошо окатанных кварцевых зерен (40%), присутствуют овальные и неправильные обломки микро- и тонкокристаллического доломита (40%). Обломки уложены достаточно плотно и соприкасаются друг с другом. Диаметр обломков кварца и доломита 0,08—0,8 мм. Характерно обрастание как зерен кварца, так и обломков доломита концентрической карбонатной оболочкой. Оболочка может быть прозрачной, состоящей из радиально ориентированных кристалликов доломита, или слабо прозрачной — пелитоморфной. Обычная толщина одного наслоения 0,015—0,030 мм. Чаще имеют место одно- и двухслойные наслоения. Общим признаком является одинаковая толщина оболочек для одного обломка без заметных асимметричных утолщений. Концентрические обо-

почки, кроме того, присутствуют в породе в виде отдельных обломков (отслоений) скобкообразной формы (фото 13). Цементирует породу микро- и тонкокristаллический доломит, составляя около 20%.

Брекчиевидный известняк — серая с коричневым оттенком порода с однообразно ориентированными плоскими обломками известняка, сцементированных доломитом. Обломки хорошо видны на выветрелой поверхности и плохо — в свежем изломе. Длина обломков изменяется от 2 до 17 мм при толщине от 1 до 4 мм.

Изучение под микроскопом показывает, что обломки образованы микро-, тонкокristаллическим известняком. Обломки испытывали некоторое перемещение, о чем свидетельствует присутствие среди них мелких овальных форм и закругление краев у плоско-удлиненных разностей. Структуру породы можно охарактеризовать как плитчатую дресвянощелевую.

Сцементирована брекчия тонкозернистым доломитом. Количество цемента невелико (15%), обломки соприкасаются друг с другом. В цементе присутствует незначительное количество (0,5%) полуокатанных зерен кварца размером 0,08—0,15 мм (фото 14).

Из глинистых пород в лахандинской свите наибольший интерес представляют бокситоподобные аргиллиты кумахинской подсвиты. Внешне это пестрые буровато-красные, зеленоватые, охряно-желтые, темно-серые тонкоплитчатые аргиллиты с линзовидными и караваеобразными, маломощными (до 0,2 м) образованиями окисленного сидерита. В шлифах аргиллиты представляют тонкодисперсную высокопрозрачную желтоватую или полупрозрачную буровато-красную, почти изотропную каолинитовую массу, в которой мерцают отдельные мелкопелитовые чешуйки гидрослюды и мелкоалевритовые зерна кварца (2—5%). Некоторые из них имеют порфиروبластовую микроструктуру за счет образованных таблитчатых кристаллов гематита, кроваво-красных в проходящем свете. Размер кристаллов 0,1—0,5 мм. Красные аргиллиты содержат мелкие зерна и рассеянные пигменты окислов железа.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

Дугинская свита

В Юдомо-Майском миогеосинклинальном прогибе дугинская свита была изучена в береговых обнажениях р. Белой на восточном крыле Горностахской антиклинали. Свита (мощность 270—315 м) сложена исключительно обло-

мочно-хемогенными известняками, среди которых выделяются 4 разновидности, снизу вверх последовательно слагающие следующие пачки: известняки пестроцветные глинисто-алевроитовые (мощность 50 м), известняки серые доломитистые (60—70 м), известняки серые и темно-серые (120 м), известняки черные битуминозные (мощность 50—70 м).

Известняки первой разновидности внешне красновато-коричневые и зеленоватые с горизонтально- и волнистослоистой текстурой; плоскости наслоения несут следы волновой ряби и струй течения. В шлифах обнаруживается присутствие в виде мелких линз (до 1 мм) алевроитовых зерен кварца и полевого шпата (20—30%) размером от 0,01 до 0,2 мм, глинистая примесь присутствует в породе как в распыленном состоянии, так и в виде микроскопических линз аргиллитов (фото 15).

Известняки второй разновидности (фото 16) характеризуются повышенной доломитистостью (10—30%). Это серая афанитовая порода с горизонтальной слоистостью, обладающая крупной пластовой отдельностью, поверхности которой несут скульптуру волновой ряби. Под микроскопом обнаруживается присутствие линз доломита (до 2 мм), сложенных мелкими (до 0,05 мм) зернами минерала и алевроитовых зерен кварца и полевого шпата (до 10%).

Выше по разрезу залегает наиболее мощная пачка, сложенная серыми горизонтально-слоистыми, микро-, тонкозернистыми известняками, которые обнаруживают в шлифах слабую алевроитистость (до 5%), доломитистость (до 3%) и редкие желвачки (до 1 мм) кремня. Венчает разрез дугинской свиты пачка черных слабобитуминозных тонкозернистых горизонтально-слоистых известняков, имеющих следы подводных оползаний.

Таким образом, дугинская свита отличается от своего платформенного аналога — малгинской свиты, во-первых, отсутствием обломочных известняков, во-вторых, отсутствием доломитов, образующих в малгинской свите не менее 6%, и, в-третьих, уменьшением (с 37 до 17%) доли пестроцветных пород за счет увеличения сероцветных известняков.

Иной характер разреза дугинской свиты наблюдался в береговых обнажениях р. Алдан, выше устья р. Белой — в пределах Кыллахокой антиклинали, являющейся крайней складчатой структурой на западе Юдомо-Майского прогиба (Гусев, 1968). Нижняя граница свиты здесь условно проводится, по данным И. Г. Шаповаловой (1971), по появлению среди коричневатокрасных и зеленоватосерых известковых аргиллитов и алевролитов линзовидных тел строматолитовых известняков. Верхняя граница свиты уверенно отбивается по появлению серых доломитов фирской свиты. Мощность отложений свиты около 270 м, из которых изучено в обнаже-

ниях 130 м. Низы свиты состоят из переслаивания аргиллитов, алевролитов, глинистых известняков и маломощных линзовидных тел строматолитовых известняков. Верхняя часть свиты (изученная мощность 50 м) сложена серыми и красновато-коричневыми тонкослоистыми известняками, в которых имеются линзы внутриформационно-брекчированных известняков.

В целом среди известняков дугинской свиты в Кыллахском разрезе выделяются три генетических типа: обломочно-хемогенный, обломочно-органогенный и обломочный (табл. 9).

Обломочно-хемогенные известняки резко преобладают в разрезе; представлены они переслаиванием серых и коричневатато-серых разностей с тонкой горизонтальной слоистостью. Под микроскопом обнаруживается, что известняки почти не затронуты перекристаллизацией. Размер зерен кальцита, слагающих породу, не превышает 0,02—0,03 мм. Микротекстура породы, обусловленная неравномерным распределением в породе глинистого вещества и микроразмывными явлениями, горизонтально-слоистая и линзовидно-волнистослоистая.

Обломочные известняки представлены внутриформационными брекчиевидными разностями, залегающими в виде линз среди вышеописанных пород. Линзы имеют такое же строение и размеры, как и в обнажениях малгинской свиты на р. Мая (см. рис. 3). Плоские обломки состоят из микро-, тонкозернистого известняка, аналогичного вмещающему линзы. Размеры обломков от нескольких миллиметров до 2—5 см в длину. Цементируются обломки хорошо перекристаллизованным кальцитом с размером зерен от 0,2 до 0,6 мм. Количество цементирующего карбоната не превышает 20—25%.

Обломочно-органогенные известняки в виде маломощных (до 0,7 м) линзовидных строматолитовых тел встречаются в низах свиты. Строматолиты, слагающие эти тела, И. Г. Шаповаловой (1971) определены как *Appia topikalis* (Schap.).

Терригенные и глинистые отложения низов дугинской свиты представлены аргиллитами и алевролитами.

Алевролиты — серые, зеленовато-серые и красноватые породы с тонкой горизонтальной, волнистой и косой слоистостью. Обломочные компоненты породы представлены мелкоалевритовыми (0,01—0,03 мм) угловатыми зернами полевого шпата и преобладающего кварца (50—80%), а также чешуйками гидратизированного, хлоритизированного и оже-лезненного биотита; размеры чешуек изменяются от мелкоалевритовых до пелитовых, сливаясь с хлорито-гидрослюдистым цементом, который бывает как базального, так и порового типа.

Аргиллиты — внешне зеленовато-серые и красноватые тонко-слоистые породы, легко рассыпающиеся на плитки. Они

Таблица 9

Типы и разновидности пород дугинской, фирской, вильской, сэтмуальской и гренской свит, их среднее распространение в свитах в бассейне р. Белой

Свита	Типы пород	Распространение в свите, % (по мощности)	Разновидности
Гренская, сэтмуальская, вильская	Обломочно-органогенные доломитовые и доломитистые известняки	46	Строматолитовые (30%), обломочно-фитолитовые (16%)
	Обломочно-органогенные доломиты	7	Строматолитовые
	Обломочно-хемогенные известняки	20	Микро-, тонкозернистые темно-серые слоистые
	Обломочно-хемогенные известковые доломиты и доломитовые известняки	11	Тонкое переслаивание слоистых темно-серых известняков и доломитов
	—	Аргиллиты и алевролитистые аргиллиты	13—17
Фирская	Обломочно-органогенные доломиты	15—20	Строматолитовые, обломочно-онколитовые
	Обломочно-хемогенные доломиты	60—70	Микро-, тонкозернистые, мелко-, среднезернистые светло-серые и серые, слоистые
	Обломочно-хемогенные известняки	15—20	Микро-, тонкозернистые серые и темно-серые слоистые
Дугинская	Обломочно-хемогенные известняки	100	Тонкозернистые пестроцветные; тонкозернистые серые доломитистые; тонкозернистые серые и темно-серые; тонкозернистые черные битуминозные

почти всегда содержат мелкоалевролитовую примесь кварца. Основная же масса породы в шлифе представляет ориентированно погасающий тонкий войлок хлорито-гидрослюдистых чешуек.

Таким образом, Кыллахский разрез дугинской свиты отличается от его аналогов в бассейнах рек Белой и Мая появлением в нижней части свиты, во-первых, глинисто-терригенных осадков, во-вторых, строматолитовых известняков. В целом же по литологическим особенностям (структуре, текстуре, окраске и включению линз брекчиевидных известняков) обломочно-хемогенные известняки Кыллахского разреза схожи с таковыми малгинской свиты в обнажениях р. Мая.

Фирская свита

На восточном крыле Горностахской антиклинали в береговых обнажениях р. Белой фирская свита, залегающая согласно на породах дугинской свиты, представляет собой мощную (430—440 м) доломитовую толщу; в ее нижней половине появляются горизонты известняков (мощностью 20—30 м). Среди карбонатных пород здесь выделены 3 генетических типа: обломочно-органогенные доломиты (15—20%), обломочно-хемогенные доломиты (60-70%), обломочно-хемогенные известняки (15—20%).

К обломочно-органогенным относятся строматолитовые и обломочно-фитолитовые доломиты. Строматолитовые доломиты залегают в виде мощных (20—30 м) линзовидных тел и пластов, которые распространены по всему разрезу, но наиболее часто, как и в ципандинской свите бассейна р. Мая, встречаются в верхней половине разреза. По данным геологов ГИН АН СССР (Комар, Семихатов и др., 1970), они содержат еще не описанные столбчато-пластовые строматолиты и более редкие формы *Baicalica aimica* Nuzhn. Обломочно-фитолитовые доломиты обнаружены в виде отдельных прослоев в верхней половине разреза. Внешне они ничем не отличаются от слоистых обломочно-хемогенных доломитов и лишь под микроскопом обнаруживают обломочно-органогенную природу, плохо сохранившуюся вследствие перекристаллизации (фото 17).

Наиболее распространены в разрезе **обломочно-хемогенные доломиты** светло-серые и серые ясно-кристаллические породы с горизонтальной, пологой косою и линзовидной слоистостью (рис. 6). Часто они несут следы внутрислоистых размывов в виде прослоев и линз брекчированных доломитов. В подошве свиты в доломитах этого типа наблюдались текстуры подводных оползней. По степени раскристаллизованности карбонатного материала выделяют две разновидности обломочно-хемогенных доломитов: 1) микро- и тонкозернистый

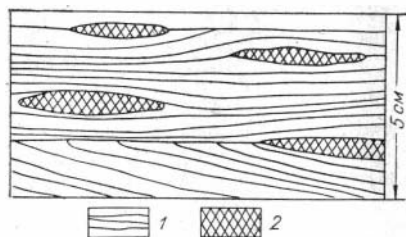


Рис. 6. Косолинзовидная слоистость в доломите фирской свиты (р. Белая). 1 — темно-серый доломит, 2 — светло-серый доломит.

доломит с размерами зерен меньше 0,04 мм, 2) мелко- и среднезернистый доломит с размерами зерен 0,04—0,4 мм. Вторая разновидность, несмотря на перекристаллизацию, сохраняет ясную слоистость и прочие текстурные признаки.

Обломочно-хемогенные известняки встречаются лишь в нижней половине свиты в виде пластов мощностью до 20—30 м. Это серые и

темно-серые плитчатые породы с горизонтальной и косой слоистостью. В шлифах обнаруживается микрозернистая и тонкозернистая структуры, а также присутствие доломита (10—20%) в виде отдельных мелких зерен неправильной формы и линзовидных агрегатов зерен, ориентированных по плоскости наслоения.

В целом фирская свита отличается от ципандинской, являющейся ее платформенным аналогом, следующими признаками: 1) уменьшением доли обломочно-органогенных доломитов с 30—40% (р. Мая) до 15—20% (р. Белая); 2) появлением обломочно-хемогенных известняков (15—20%), полностью отсутствующих в ципандинской свите; 3) отсутствием стратиграфического перерыва между дугинской и фирской свитами и, вследствие этого, отсутствием брекчированных доломитов в подошве свиты, которые наблюдались в ципандинской свите; 4) уменьшением внутрiformационно брекчированных доломитов; 5) увеличением мощности с 250—400 м (р. Мая) до 430—440 м (р. Белая).

Другой разрез фирской свиты (изученная мощность 300 м) был описан в береговых обнажениях р. Алданна Кыллахской структуре. Здесь нами отмечено присутствие двух генетических типов карбонатов: обломочно-хемогенных доломитов и обломочно-органогенных доломитов.

Обломочно-хемогенные доломиты, слагающие не менее 70—80% разреза свиты, представлены светло-серыми и розовато-серыми слоистыми породами, микротекстурные и микроструктурные особенности которых полностью совпадают с таковыми доломитов ципандинской свиты (р. Мая).

Обломочно-органогенные доломиты, представленные строматолитовыми разностями, составляют не более 20—30% свиты и встречаются главным образом в верхней половине разреза. Характер залегания и формы строматолитов также соответствуют майскому разрезу ципандинской свиты.

По распространению литологических типов карбонатных

пород фирская свита Кыллахской антиклинали занимает промежуточное положение между ее стратиграфическими аналогами в разрезах рек Белой и Май. От ципандинской свиты (р. Мая) она отличается уменьшением доли строматолитовых доломитов (от 30—40% до 20—30%) за счет увеличения обломочно-хемогенных доломитов (от 50—60% до 70—80%) и отсутствием обломочных доломитов. От своего стратиграфического аналога по р. Белой она отличается отсутствием обломочно-хемогенных известняков и некоторым увеличением доли строматолитовых доломитов.

Вильская, сэтмуяльская и гренская свиты

В Юдомо-Майском миогеосинклинальном прогибе на восточном крыле Горностахской антиклинали (р. Белая) вильская, сэтмуяльская и гренская свиты, соответствующие лахандинской свите унифицированной стратиграфической схемы, имеют общую мощность около 1350 м. В их составе выделяются следующие типы пород: обломочно-органогенные доломитовые известняки и доломиты, составляющие около 53% разреза; обломочно-хемогенные известняки (20%), обломочно-хемогенные известняковые доломиты и доломитовые известняки (11%). Кроме того, в ней встречаются пласты глинисто-терригенных пород, составляющие около 13—17% от мощности разреза.

Среди обломочно-органогенных доломитовых известняков выделяются три разновидности — строматолитовые доломитовые известняки (30%), строматолитовые доломиты (7%) и обломочно-фитолитовые доломитовые и доломитистые известняки (16%).

Вильская свита (мощность около 500 м) представлена переслаиванием строматолитовых, обломочно-хемогенных известняков и аргиллитов. Строматолитовые известняки часто ассоциируют с обломочно-фитолитовыми, встречающимися в виде маломощных (10—20 см) линз. Подавляющая часть аргиллитов сосредоточена в данной свите.

Сэтмуяльская свита (мощностью около 550 м) сложена строматолитовыми, обломочно-хемогенными известняками и доломитовыми известняками.

Вильская и сэтмуяльская свиты содержат следующие формы строматолитов: *Conophyton cylindricus* Masl., *Conophyton metula* Kir., *Baicalica lacera* Semich., *Baicalica prima* Semich. (Воронов, Комар и др., 1966).

Венчающая разрез гренская свита (мощностью 270 м) состоит из обломочно-фитолитовых доломитовых известняков и строматолитовых известняков; в нижней части свиты имеется пачка пестроцветных аргиллитов (20—30 м). Начиная с этой

свиты состав строматолитов резко меняется от среднерифейских к верхнерифейским (Воронов, Комар и др., 1966).

Ниже приводится краткое описание основных разновидностей пород.

Строматолитовые известняки образуют линзовидные и пластовые тела (мощностью от 2—3 до 50—60 м). Кроме того, очень часто встречаются единичные формы строматолитов среди обломочно-фитолитовых карбонатов. Под микроскопом они чаще всего представляют чередование слоев и линзочек, обогащенных доломитом, со слоями микро-тонкозернистого известняка (фото 18). Содержание доломита в строматолитовых известняках достигает 30%.

Обломочно-фитолитовые доломитовые известняки обычно ассоциируют со строматолитовыми известняками. В гренской свите они значительно преобладают над строматолитовыми, залегая в виде пластов мощностью от 1—2 м до нескольких десятков метров (рис. 7—9). В вильской и сэтмуальской свитах они встречаются среди строматолитовых и обломочно-хемогенных известняков в виде маломощных линз. Внешне это серая и темно-серая порода, часто обладающая волнистой и кривой слоистостью. Обломочная природа ее хорошо видна на выветрелой поверхности (рис. 10—12). Обломочно-фитолитовые образования обычно не превышают 3—4 мм. Однако встречаются и желвачные формы водорослей, достигающие 3—10 см (рис. 12). Под микроскопом обломочно-фитолитовые образования занимают 10—50% площади шлифа и имеют округлую, удлиненную и неправильную форму. Некоторые из них имеют следы онколитовой структуры, большинство же перекристаллизовано (фото 19, 20, 21). Размер образований от 0,01 до 3—4 мм. Многие из них содержат алевритовые зерна. Подавляющая часть обломочно-фитолитовых образований сложена доломитом с размером зерен от менее 0,005 до 0,1 мм и лишь единичные — микрозернистым кальцитом. Образования, сложенные кальцитом, почти всегда оконтурены каемкой доломита. Цементом обломочно-фитолитовых образований служит тонкозернистый кальцит (50—90%). Почти всегда в породе отмечается алевритовая примесь кварца и полевого шпата, не превышающая 5%.

Обломочно-хемогенные известняки представлены микро- и тонкозернистыми темно-серыми горизонтально-слоистыми плитчатыми породами, которые встречаются в виде пластов мощностью от 1—2 до 30 м, чередуясь с обломочно-органо-генными известняками.

Одним из интересных типов обломочно-хемогенных пород является тонкое переслаивание известняков и доломитов (фото 22). В свежем изломе это темно-серые породы со слабо заметной горизонтальной слоистостью. На выветрелой же поверхности они представляют собой четкое чередование темно-

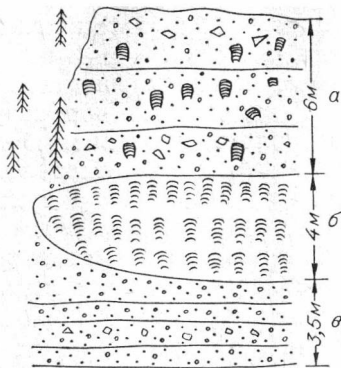


Рис. 7. Взаимоотношение в разрезе гренской свиты обломочно-фитолитовых и строматолитовых известняков (р. Белая).

а — обломочно-фитолитовые доломитовые известняки, обломки и микролиты размером до 3—5 см, встречаются желвачные формы строматолитов. *б* — линзовидный пласт строматолитового известняка. *в* — обломочно-фитолитовые доломитовые известняки; обломки более мелкие, чем в пласте *а* (несколько мм).

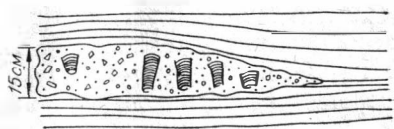


Рис. 8. Линза обломочно-фитолитового известняка в тонкозернистом плитчатом известняке вильской свиты (р. Белая).

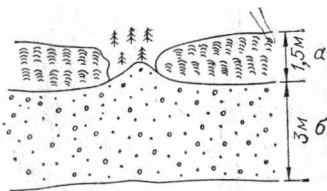


Рис. 9. Взаимоотношение в разрезе строматолитовых и обломочно-фитолитовых известняков гренской свиты (р. Белая).

а — линзовидные тела строматолитовых известняков, *б* — обломочно-фитолитовые известняки.

Рис. 10. Текстура обломочно-фитолитовых известняков гренской свиты (р. Белая).

а — косая слоистость в тонкообломочном известняке, *б* — текстура внутрипластовых размывов в обломочно-фитолитовом известняке (натуральная величина).

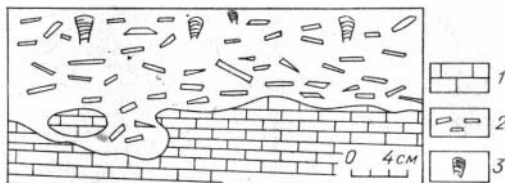
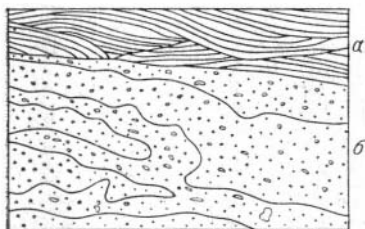


Рис. 11. Поверхность размыва в известняках лахандинской свиты (р. Мая).

1 — тонкозернистый известняк, 2 — брекчиевидный известняк, 3 — одиночные формы строматолитов.

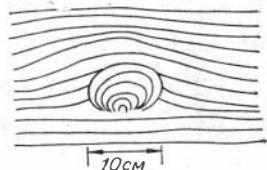


Рис. 12. Одиночная форма строматолита в тонкозернистом известняке вильской свиты (р. Белая).

серых и серых прослоев известняка с буровато-красными («ржавыми») прослоями доломита (мощность до 2—5 см). В шлифах контакты между слоями неровные, извилистые. Нередко известняковые прослои выклиниваются и образуют линзы. Иногда можно наблюдать полого косослоистую текстуру. Размер зерен доломита 0,01—0,07 мм. Известковые прослои могут содержать алевритовую примесь кварца и полевого шпата, соразмерную с зернами доломита. В зависимости от преобладания прослоев доломита или известняка данные разности пород относятся к известковым доломитам или доломитовым известнякам.

Аргиллиты и алевритовые аргиллиты встречаются главным образом в вильской свите в виде пластов мощностью от 0,5 до 10—20 м. Это темно-серые тонкослоистые плитчатые породы, иногда имеющие зеленоватый или красноватый оттенок. В шлифах различимы две разности аргиллитов. Одна из них представляет собой серую, серовато-бурую, желтовато-зеленовато-серую полупрозрачную, почти изотропную микроагрегатную массу, в которой различимы отдельные микрочешуйки гидрослюды. По данным рентгеноструктурного анализа, глинистое вещество этих аргиллитов представлено гидрослюдой, хлоритом и каолинитом. Вторая разность аргиллитов состоит, главным образом, из гидрослюды, ориентированно поляризующей в желтовато-золотистых тонах. Почти всегда аргиллиты содержат примесь мелких (0,01—0,03 мм) зерен кварца и гидроокислов железа. Содержание последних в красноцветных алевритистых аргиллитах гренской свиты достигает 10—15%.

Таким образом, аналог лахандинской свиты в Юдомо-Майском прогибе (р. Белая) отличается от платформенного разреза этой свиты (р. Мая) увеличением в разрезе доли обломочно-хемогенных известняков и доломитов (с 5 до 31%) и уменьшением аргиллитов (с 30—40% до 13—17%). Процентное содержание обломочно-органогенных известняков остается почти одинаковым в обоих разрезах (50—60%).

Глава III.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Все описанные разности карбонатных пород в процессе диагенеза и эпигенеза подвергаются изменениям, главнейшими из которых являются перекристаллизация, окремнение и доломитизация.

Перекристаллизация

Перекристаллизацией, в широком смысле, называется любое изменение морфологии кристаллических индивидуумов без изменения их химического состава (увеличение, уменьшение зерен, изменение их габитуса) (Каледа и Калистова, 1970). Мы употребляем этот термин в геолого-петрографическом смысле, понимая под ним лишь процессы, приводящие к увеличению зерен.

На степень перекристаллизации оказывают влияние первичный состав и структурно-текстурные признаки. Разные генетические типы карбонатных пород при одинаковых структурно-тектонических условиях залегания в земной коре имеют различную степень перекристаллизации. Поэтому при сравнении интенсивности перекристаллизации карбонатных пород различных районов и стратиграфических подразделений мы исходили из сравнения однотипных пород.

Известняки малгинской свиты в общем характеризуются очень низкой перекристаллизацией. В микро- и тонкозернистых слоистых известняках, слагающих около 85% свиты, перекристаллизованные участки обычно не превышают 5% в нижней и 15—20% — в верхней половине свиты. При этом максимальные размеры перекристаллизованных зерен составляют 0,20—0,25 мм. Исключение представляет двадцатиметровая пачка в кровле свиты, где явления перекристаллизации развиты более широко.

В целом в известняках малгинской свиты выделены следующие морфологические типы и разновидности перекристаллизации: гнездовидная, линзовидно-полосчатая (линзовидная, линзовидно-послойная, послойная), сплошная.

Гнездовидная перекристаллизация встречается редко и характеризуется тем, что среди микрозернистой массы наблюдаются овальные и вытянутые гнезда размером 0,03—0,4 мм, состоящие из мозаики более крупных зерен кальцита (0,02—0,08 мм). Гнезда ориентированы произвольно и занимают 1—5% от площади шлифа. Этот тип перекристаллизации соответствует, видимо, агрегатно-рассеянному типу по классификации Г. А. Каледы и Е. А. Калистовой (1970).

Линзовидно-полосчатая перекристаллизация является основным типом перекристаллизации малгинских известняков. В ней намечаются 3 разновидности.

А. Линзовидная перекристаллизация характеризуется появлением среди микрозернистого известняка маломощных

линзочек с более крупными размерами зерен. Линзочки ориентированы параллельно слоистости.

Б. Линзовидно-послойная перекристаллизация (фото 23), являющаяся следующим этапом перекристаллизации, выражается в том, что среди микрозернистой (0,01—0,02 мм) или пелитоморфной ($<0,01$ мм) карбонатной массы параллельно слоистости появляются волнистые, часто выклинивающиеся прослойки тонко- и мелкозернистого кальцита (0,02—0,25 мм). Участки перекристаллизации содержат в виде «островков» неправильно линзовидные образования размером 0,2—3×0,05—0,3 мм перекристаллизованного кальцита. Линзочки расположены беспорядочно, но длинными осями субпараллельно слоистости. Перекристаллизованные участки всегда более прозрачны и лишены заметных примесей, в то время как «островки» линзочек перекристаллизованного карбоната замутнены и содержат значительную долю примеси глинисто-алевроитового материала, а в некоторых случаях мелкие (0,01—0,02 мм) зерна доломита. Эта разновидность перекристаллизации формально схожа с кружевной перекристаллизацией по классификации Г. А. Каледы и Е. А. Калистовой (1970). Отличием является то, что во многих случаях она служит отражением первичной текстуры породы. Неправильно-линзовидная и волнистослоистая текстуры образовались в условиях подвижной водной среды в результате отложения мелкоалевроитовых зерен а также в результате подводных размывов карбонатных илов, а затем как бы «проявились» при выборочной перекристаллизации.

В. Послойная перекристаллизация представляет собой дальнейшее развитие предыдущих разновидностей и является достаточно развитым этапом перекристаллизации, которая захватывает весь прослой, в то время как соседние слои затрагиваются этим процессом в меньших масштабах.

Сплошной тип перекристаллизации характеризуется полной или почти полной перекристаллизацией породы. При этом затушевываются многие первичные структурно-текстурные особенности. Признаки слоистости чаще всего остаются различимыми.

Вышеописанные морфологические типы и разновидности наиболее часто встречаются в малгинской свите. При этом перекристаллизованные участки занимают от 1 до 15—20% площади шлифа гнездовидной, линзовидной и линзовидно-послойной перекристаллизации и до 100% при послойном сплошном типе. В нижней части свиты наибольшим распространением пользуется гнездовидная и линзовидная перекристаллизации, выше преобладает линзовидно-послойная, наконец в кровле свиты встречаются послойная и сплошная перекристаллизации.

Доломиты ципандинской свиты отличаются от подстилающих малгинских известняков более высокой степенью перекристаллизации. Если в малгинских известняках среднее по свите количество перекристаллизованного карбоната составляет около 9%, за исключением верхнего 20-метрового горизонта, где оно аномально возрастает до 78%, то в ципандинской свите среднее количество перекристаллизованного доломита равняется примерно 60%.

В слоистых доломитах преобладает линзовидно-послойная (фото 24), послойная (фото 25) и сплошная перекристаллизация (фото 26). При этом линзовидно-послойная разновидность характеризуется менее выраженной послойной ориентировкой остаточных линзочек, приближаясь к «кружевной» перекристаллизации (Каледя и Калистова, 1970). Количество перекристаллизованного доломита составляет от 20 до 100% площади шлифа.

Особо следует остановиться на перекристаллизации строматолитовых доломитов. Как правило, они бывают лучше перекристаллизованы, чем окружающие их нормально-осадочные слоистые доломиты (более 60% перекристаллизованного карбонатного вещества). Рисунок перекристаллизации чаще всего контролируется микротекстурой строматолита. Как известно, микротекстура строматолита характеризуется двумя основными компонентами: линзами и ступками слабопрозрачного пелитоморфного карбоната и светлым кристаллическим карбонатом, цементирующим их. Наибольшей и первоочередной перекристаллизации подвергается светлый карбонат. Темные прослои, обычно загрязненные железистоглинистым и органическим веществом, неохотно подвергаются перекристаллизации и, как правило, остаются более мелкозернистыми. Поэтому первичная микротекстура строматолита, как справедливо отмечает В. А. Комар (1966), чаще всего в той или иной степени диагностируется. Однако в ципандинской свите встречаются массивные полностью перекристаллизованные разности доломитов, которые, судя по некоторым признакам, были первично строматолитовыми.

Как видно из кривой, отражающей степень перекристаллизации обломочно-хемогенных карбонатных пород малгинской и ципандинской свит, явление перекристаллизации резко увеличивается ниже контакта этих свит. Г. А. Каледя и Е. А. Калистова (1970), изучая перекристаллизацию карбонатов в палеозое Русской платформы, установили, что степень перекристаллизации увеличивается ниже уровня стратиграфического перерыва; они объясняют это повышенной активностью в зоне перерыва подземных вод. В нашем случае это явление лишний раз подтверждает мнение о существовании стратиграфического перерыва между малгинской и ципандинской свитами в платформенных разрезах (р. Мая).

Сопоставление кривой, отражающей количество перекристаллизованного карбоната в обломочно-хемогенных известняках и доломитах малгинской и ципандинской свит, и кривой, характеризующей степень вторичных изменений глинистого вещества, содержащегося в карбонатах, указывает на существование прямой зависимости между ними (рис. 13). Это сопоставление показывает также, что очень слабо перекристаллизованные малгинские известняки находятся в зоне начального эпигенеза, в то время как достаточно интенсивно перекристаллизованные ципандинские доломиты — в зоне глубинного эпигенеза.

Кривая, отражающая степень вторичных изменений глинистого вещества в карбонатах, была построена по данным Е. П. Акульшиной (1973). В табл. 10 отражена корреляция степени вторичных изменений глинистой составляющей пород (гидрослюды), выраженная рентгенографически, со степенью вторичных изменений этих пород, установленная петрографическими методами. Степень вторичных изменений (диа-, эпи-, метагенез) измерялась резкостью пика 10 \AA гидрослюды на дифрактограммах, отражаемого величиной А:В. Последняя представляет собой отношение отрезков, отсекаемых на прямых, опущенных из точек дифрактограмм 10 \AA и $10,5 \text{ \AA}$ горизонтальной линией, проходящей через основание пика 10 \AA .

Говоря о перекристаллизации карбонатных пород лахандинской свиты, надо иметь в виду, главным образом, доминирующие здесь строматолитовые и обломочно-фитолитовые различия. И в тех и в других характер перекристаллизации определяется прежде всего структурно-текстурным рисунком породы.

В строматолитовых известняках и доломитах перекристаллизации подвергается светлый карбонат, цементирующий темные пелитоморфные прослои линзы и сгустки. Перекристаллизация обычно незначительна, так как размер зерен в известняках не превышает 0,1 мм, а в доломитах 0,3 мм. В строматолитовых породах, кроме того, встречаются гнезда и прожилки, в которых зерна перекристаллизованного карбоната имеют размеры, в 2—3 раза превосходящие окружающие.

При перекристаллизации обломочно-фитолитовых известняков и доломитов первоочередной перекристаллизации подвергается цементирующий карбонат, размеры зерен которого достигают 0,05—0,8 мм, и лишь при достаточно далеко зашедшем процессе изменяется кристаллическая структура фитолитов.

Микрофитолитовые образования, обладающие хорошо видимой внутренней структурой, перекристаллизовываются не-

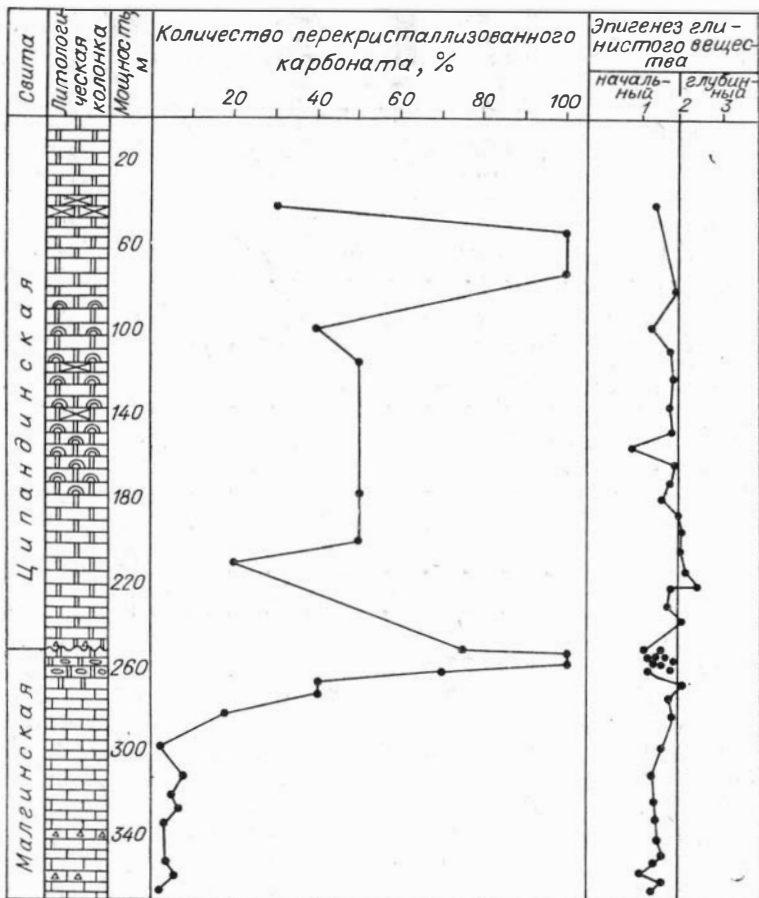


Рис. 13. Сопоставление степени перекристаллизации обломочно-хемогенных карбонатов и эпигенетических изменений глинистого вещества в малгинской и ципандинской свитах (р. Мая).

равномерно. К таковым относятся онколиты группы *Osagia* Maslov и катаграфии группы *Vesicularites* Reitlinger (Журавлева, 1964). Как известно, первые представляют овальные карбонатные желваки с концентрическим наложением чередующихся темных и светлых слоев, обрастающих внутреннее ядро, которое состоит из одного или нескольких телец. Вторые — стяжения неправильной формы с тонкой темной оболочкой, состоящие из одного или нескольких телец («пузырьков»). Первоочередной перекристаллизации подвергаются чистые от примесей светлые слои, в случае концентрического чередования слоев, и светлый карбонат, цементирующий

Корреляция величины резкости пика $10 \overset{\circ}{\text{A}}$ и степени вторичных изменений глинистого вещества
(по Е. П. Акульшиной, 1973)

Степень вторичных изменений, установленная петрографическими методами	Резкость пика $10 \overset{\circ}{\text{A}}$ (А:В)
Начальный катагенез (эпигенез), неизменный глинистый цемент	0,5—1,5
Начальный катагенез (эпигенез), отсутствие новообразований, слабая перекристаллизация карбонатов	1,5—2,0
Глубинный катагенез (эпигенез), перекристаллизация карбонатов	2,0—2,4
Глубинный катагенез (эпигенез), появление структур растворения и внедрения под давлением (конформные, инкорпорационные и др.)	2,4—3,0
Метагенез, переход от осадочных к метаморфическим породам	3,0—4,0
Начальный метаморфизм	Более 4

ший внутренние тельца которые представляют собой чаще всего обломки карбонатных пород, могут подвергаться большей или меньшей перекристаллизации, в зависимости от первичных особенностей обломков. Очень часто они бывают наиболее перекристаллизованной частью водорослевого образования. Наиболее устойчивыми к процессам, приводящим к разрастанию кристаллов, являются тонкие темные слои, обогащенные органическим веществом (Журавлева, 1964).

Сказанное не исключает случаев, когда микрофитолиты перекристаллизовываются полностью. Для лахандинской свиты, где подавляющая часть микрофитолитов сложена доломитом, микрофитолиты приобретают вид агрегатов, состоящих из плотно прижатых друг к другу ромбоэдров доломита размером 0,02—0,15 мм. Контуры агрегатов расплывчаты, внутреннее строение полностью затусовано.

Окремнение

Явления окремнения в карбонатных породах среднего и верхнего рифея Майской впадины развиты слабо. Слабое окремнение обнаруживается лишь в доломитах ципандинской свиты и, в меньшей мере, в малгинских известняках.

Кремнистые образования встречаются в форме четковидно расположенных желвачков и линзочек, неравномерно окремненных участков доломита и пор, выполненных кремнием

и друзами кварца. В ципандинской свите встречены все три формы окремнения, в малгинской — лишь неравномерное окремнение.

Четковидные желвачки (см. фото 25) бывают овальной, линзообразной и неправильной формы, но всегда сохраняют плавность контуров. Размеры их редко превышают 0,3—5 мм. Ориентированы желвачки длинными осями параллельно слоистости. Структура кремнистых желвачков микрогранобластовая и радиально-волоконистая. Установлено присутствие двух модификаций кремнезема — кварца и халцедона, из которых преобладает гранобластовый кварц. Стяжения с радиально-волоконистой структурой отличаются высокой прозрачностью и чистотой. Желвачки с неравномерной микрогранобластовой структурой менее прозрачны и включают значительное количество (10—15%) реликтов доломитовых зерен. Радиально-волоконистые конкреции имеют округлые контуры и находятся чаще всего в окружении неправильных микрогранобластовых желвачков. Последние огибают или окаймляют радиально-волоконистые конкреции и имеют неровные извилистые контакты с вмещающим доломитом. Кремнистый материал бухтообразно вдается в доломит и разъедает его. Внутри желвачков содержатся реликты зерен доломита, имеющих ксеноморфные очертания.

Исходя из сказанного, можно говорить о двух этапах кремнеобразования. Первый этап завершился образованием округлых стяжений, сформировавшихся, видимо, в раннем диагенезе и претерпевших в дальнейшем перекристаллизацию в радиально-волоконистые агрегаты. Вторым этапом характеризуется протекавшим в более позднем диагенезе замещением кремнеземом уже раскристаллизованного доломита.

Второй формой окремнения является неравномерное замещение кремнеземом тонкокристаллического доломита и известняка в виде неправильных участков размером до 1—2 мм. Участки чаще всего изолированы друг от друга. Кремнистое вещество представлено микрогранобластовым кварцем с размером зерен, близким к замещенному доломиту.

Третьим типом кремнистых скоплений, генетически отличным от первых двух, является заполнение кварцем или халцедоном каверн или трещин в доломите размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров. При этом кварц образуется в виде скоплений призматических кристаллов (0,3—0,8 мм), халцедон же представляет криптокристаллические и микросферолитовые агрегаты.

Таким образом, в доломитах ципандинской свиты обнаруживаются два различных генетических типа кремнезема: замещения и заполнения пустот. Подобные типы окремнения описывались также для карбонатных пород палеозоя Русской платформы (Вишняков, 1953; Зарицкий, 1968).

Доломитизация

Под доломитизацией подразумевается процесс, приводящий к образованию доломитов в результате постседиментационного преобразования известняков, сущность которого заключается в привносе ионов, Mg^{2+} и замещении ими ионов Ca^{2+} известняков в пропорциях, соответствующих молекуле $CaMg(CO_3)_2$.

Подавляющая масса доломитов рифея рассматриваемой территории произошла, по нашим представлениям, в процессе преобразования высокомагнезиальных кальцитов и протодоломитов на ранней стадии осадкообразования в сингенезе. К ним относятся мощная толща обломочно-хемогенных доломитов ципандинской и фирской свит, пласты аналогичных доломитов лахандинской свиты, доломиты микрофитолитовых и строматолитовых образований этих свит. Эти доломиты относятся к сингенетичным; процессы, приводящие к их возникновению, не рассматриваются. Диагенетические и эпигенетические доломиты замещения отличаются следующие признаки: неправильная форма доломитовых тел и скоплений среди известняка, пятнистая текстура породы, неустойчивость доломитов по простиранию и срезание ими стратиграфических границ, относительная крупность и хорошие кристаллографические очертания зерен. Кроме того, эпигенетические доломиты замещения должны отличаться высокой пористостью, связанной с явлением контракции литифицированного осадка.

Большинство из этих признаков сами по себе не могут быть доказательством вторичности доломита. Так, кавернозность может быть первичной в органогенных и обломочных карбонатах или вторичной, но не связанной с доломитообразованием в случае выщелачивания. Такого рода кавернозность имеет место в ципандинских доломитах. Пятнистая текстура, неправильные и овальные скопления агрегатов доломитовых зерен среди общей известковой массы, встречающиеся в обломочно-фитолитовых карбонатах лахандинской свиты, являются ничем иным, как перекристаллизованными фитолитами. Об этом свидетельствуют наблюдаемые переходы от неперекристаллизованных форм к полностью перекристаллизованным, потерявшим первичную структуру и контуры. Крупные зерна с хорошими кристаллографическими очертаниями могут возникнуть как в результате перекристаллизации доломита, так и диагенетического выполнения полостей — явлением, широко распространенным в лахандинской свите.

Эпигенетическая доломитизация встречается в кровле малгинской свиты. Здесь в 15—20-метровом битуминозном

горизонте наблюдаются яснокристаллические доломиты с искристым изломом, не выдержанные в латеральном направлении (Нужнов, 1967), внешне отличные от плотных, матовых ципандинских доломитов. В шлифе они состоят из сравнительно крупных (0,03—0,15 мм), хорошо образованных ромбоэдров, промежутки между которыми выполнены битуминозным веществом.

Источником магния при предполагаемой доломитизации известняков могли служить непосредственно перекрывающие этот горизонт ципандинские доломиты.

В строматолитовых и обломочно-фитолитовых известняках лахандинской свиты также имеет место метасоматическая доломитизация, однако источник магния в них существенно иной и находится внутри этих пород. Источником магния в строматолитовых известняках служит сингенетичный доломит форменных элементов, в обломочно-фитолитовых — доломит микрофитолитов и их обломков, также являющиеся сингенетичным. Доломитизация развивается и в тех и в других случаях по цементирующему эти форменные элементы кальциту в виде хорошо образованных ромбоэдрических кристаллов и их агрегатов. В очень небольшом количестве встречаются также мелкие ромбоэдры доломита замещения и реже их агрегаты среди тонкозернистых известняков малгинской свиты; приурочены они, как правило, к неперекристаллизованным прослойкам и линзочкам алевритисто-глинистого известняка.

Говоря о доломитизации, нельзя обойти вниманием вопрос о возможной роли глинистых минералов в образовании доломитов. Ch P. Kahle (1965) указал, что глинистые минералы могут влиять на образование доломитов как катализаторы, являясь источником Mg-ионов, или как мембраны, влияющие на миграцию ионов. Действительно, по нашим наблюдениям, вторичная доломитизация охватывает быстрее участки известняка с глинистой примесью. Это хорошо заметно в шлифах малгинских известняков, в которых ромбики вторичного доломита наблюдаются, как правило, в микролинзочках с алевритисто-глинистой примесью. То же самое характерно для строматолитовых известняков лахандинской свиты. С этой точки зрения можно объяснить факт более раннего замещения доломитом тонкозернистых участков известняка, отмечаемый многими исследователями (Теодорович, 1950; Страхов, 1963; Хуан, 1965 и др.). Как известно, участки известняка, содержащие глинистую примесь, подвержены наименьшей перекристаллизации. Допуская возможность влияния глинистой примеси на доломитизацию, как источника ионов магния, мы имеем в виду только магнезиальные разновидности глинистых минералов (сепиолит, палыгорскит, Mg-монтмориллонит и др.).

Перекристаллизация

Известняки дугинской свиты мало отличаются по степени перекристаллизации от своих аналогов в платформенном разрезе (малгинская свита). Однако типы перекристаллизации в них существенно иные. На фоне общего, весьма незначительного, погрубения зерен преобладающей массы породы (0,007—0,040 мм) в дугинской свите происходит обеднение морфологического разнообразия явлений перекристаллизации. Основными типами перекристаллизации являются линзовидная и гнездовидная.

Для геосинклинального разреза характерно слабое отражение в перекристаллизации слоистых текстур, что связано с уменьшением в известняках глинистой примеси, в то время как на платформе глинистое вещество неравномерно загрязняет отдельные текстурные элементы (слойки, линзочки), устойчивые, вследствие этого, к перекристаллизации. Из послойных перекристаллизаций доминирует тип, характеризующийся линзовидной формой участков разрастания кристаллов, ориентированных послойно.

Мощность линз от долей до 2 мм, размеры зерен кальцита в них 0,04—0,15 мм.

Как указывалось, количественные соотношения перекристаллизованных и неперекристаллизованных участков дугинских известняков мало отличаются от соответствующих им платформенных. Процент перекристаллизации на этих участках низкий: 1—10% и лишь в середине свиты — 20—30% (рис. 14).

В противоположность этому, в доломитах фирской свиты изменения в степени перекристаллизации более значительны, в то время как морфологические типы перекристаллизации схожи с платформенными. Процент перекристаллизации в слоистых доломитах изменяется от 30 до 100%, а размеры перекристаллизованных зерен достигают 1—1,5 мм. Преобладающими являются послойный (фото 27) и сплошной типы перекристаллизации. Встречаются гнездовидная, линзовидная и прожилковая перекристаллизация. Интересно, что большая часть известняков, пласты которых имеются в нижней половине свиты, перекристаллизованы весьма незначительно (3—7%). Это согласуется с существующим мнением о большей перекристаллизационной способности доломитов по сравнению с известняками.

В строматолитовых доломитах, кроме обычных послойной и линзовидной перекристаллизаций в строматолитах со слоистой микротекстурой, развиты гнездовидная и кружевная

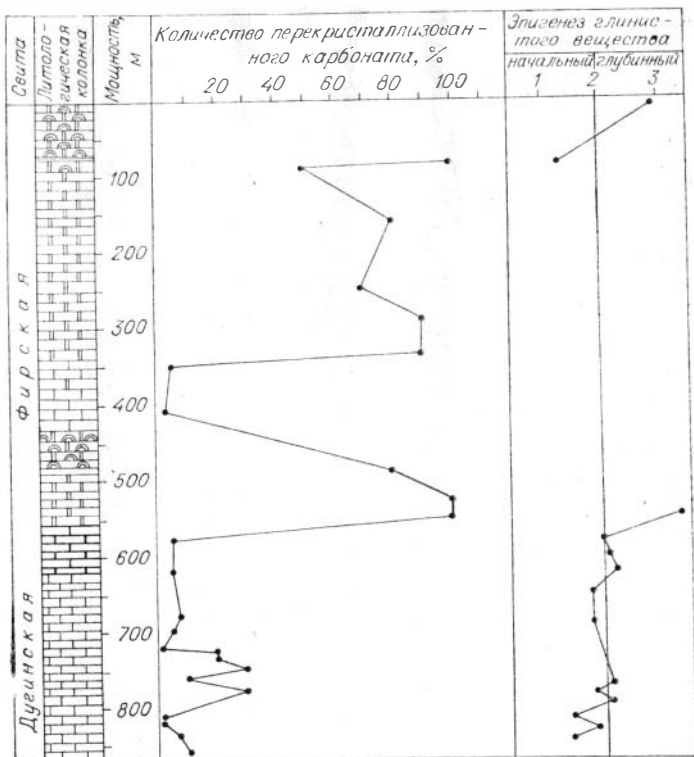


Рис. 14. Сопоставление характера перекристаллизации обломочно-хемогенных карбонатов и степени эпигенетических изменений глинистого вещества в дугинской и фирской свитах (р. Белая).

перекристаллизации. Первая характеризуется появлением неправильных гнезд перекристаллизации (фото 28). Вторая, являясь дальнейшим развитием послойной перекристаллизации, выражается во внедрении участков перекристаллизации в микрозернистые слойки, разъединяя их на отдельные островки, что придает микроструктуре узорчатый вид. Перекристаллизованный карбонат часто имеет крустификационную структуру.

В обломочно-фитолитовых доломитах процессы перекристаллизации наблюдаются как в цементе, так и в форменных элементах. В желваках с концентрической слоистостью, представленной чередованием светлых и темных слойков, перекристаллизации подвергаются первые, а также ядра желвачков. Темные слойки остаются пелитоморфными.

Обломочно-хемогенные известняки вильской, сэтмуяльской и гренской свит перекристаллизованы незначительно. Размеры зерен перекристаллизованных участков не превышают

0,05—0,3 мм. Наиболее распространенные типы перекристаллизации — послойная, прожилковая. Количество перекристаллизованного кальцита в первом типе составляет 20—60%, во втором — не превышает 1—3%. Ширина прожилков равна 0,1—0,7 мм. В случаях переслаивания известняка и доломита последний менее перекристаллизован, так как обычно бывает более глинистым, чем известняк.

Фитолито-обломочные карбонатные породы гренской и вильской свит перекристаллизованы больше их платформенных аналогов. В одних случаях перекристаллизации подвергается кальцитовый цемент, в то время как доломитовые форменные элементы и их обломки изменены гораздо меньше. В других случаях доломитовые микрофитолиты настолько изменены перекристаллизацией, что теряют не только внутреннюю структуру, но и контуры, приобретая вид расплывчатых мелкозернистых (0,10—0,30 мм) агрегатов доломита среди микрозернистой кальцитовой массы (см. Приложение, фото 20, 21).

Строматолитовые известняки гренской, сэтмуальской и вильской свит значительно изменены перекристаллизацией, которая во многих случаях не подчиняется микротекстурному рисунку, затушевывая его. Наиболее широко распространено сочетание гнездовидной и кружевной перекристаллизации. При этом количество измененного перекристаллизацией кальцита составляет 30—50%. Несколько реже встречается послойный тип с процентом перекристаллизации 50—60. Другие морфологические типы представлены прожилковой и очень редко сплошной перекристаллизацией. Размеры разросшихся кальцитовых зерен составляют 0,05—0,3 мм, иногда достигая 0,6—1 мм.

Из кривой, характеризующей степень вторичных изменений гидрослюды, содержащейся в карбонатах (см. рис. 14) видно, что степень постседиментационных изменений дугинских известняков соответствует начальному эпигенезу и начальным стадиям глубинного эпигенеза, степень постседиментационных преобразований фирских доломитов — глубинному эпигенезу и начальным стадиям метагенеза.

Сопоставление вышеуказанной кривой с кривой, отражающей количество перекристаллизованного карбоната в разрезах свит, свидетельствует об их прямой зависимости.

Доломитизация

В Юдомо-Майском прогибе (р. Белая) метасоматическая доломитизация проявляется шире и отчетливее, чем в платформенном разрезе, хотя, в общем, широкого распространения также не получает. Намечаются следующие морфо-

Логические разновидности доломитизации: послойнолинзовидная, прожилковая, гнездовидная, рассеянная.

Первая разновидность характеризуется послойным распределением доломита замещения в виде маломощных линз и прослоев. Текстурный рисунок, возникший в осадке, при седиментации нарушается слабо и потому возникают трудности при определении генезиса доломита: диагенетические разности его легко могут быть приняты за сингенетичный доломит, перекристаллизованный в диагенезе. Единственным критерием при определении генезиса доломита в таких случаях служит прерывистое неравномерное распределение доломита в прослоях. С доломитизацией такого рода мы встречаемся в дугинской свите, где прослойки и линзы метасоматического доломита имеют мощность в первые миллиметры, а размеры ромбоэдрических зерен доломита достигают 0,05 мм. Такую доломитизацию можно видеть и в геосинклинальных аналогах лахандинской свиты. Доломитизированные участки имеют вид либо извилистых прослоев с меняющейся мощностью, либо четковидно расположенных линз в обломочно-фитолитовых и обломочно-хемогенных известняках. Мощность их не превышает 1—2 см (рис. 15).

Прожилковая доломитизация широко распространена в трех верхних свитах рассматриваемой карбонатной толщи (вильская, сэтмуальская, гренская). Она не подчиняется текстурному рисунку породы, пересекая ее в любых направлениях (рис. 16).

Так как доломит замещения на выветрелой поверхности приобретает желтую окраску, прожилки хорошо фиксируются невооруженным глазом. В слоистых известняках прожилковая доломитизация часто сочетается с гнездовидной, образуя подчас прихотливый рисунок. Ширина прожилков не превышает 1—2 см. Наиболее часто доломитизация такого рода отмечается в обломочно-фитолитовых и строматолитовых известняках.

Гнездовидная доломитизация замещения встречается главным образом в строматолитовых известняках вильской, сэтмуальской и гренской свит, развиваясь в межстолбовом пространстве колоний строматолитов. Размеры гнезд не превышают первых сантиметров.

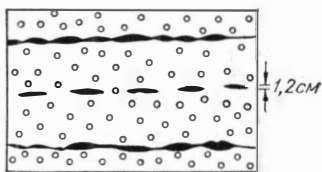


Рис. 15. Послойно-линзовидная доломитизация в обломочно-фитолитовых известняках. Черное — доломит.

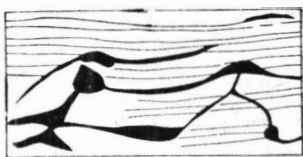


Рис. 16. Прожилковая доломитизация в слоистом известняке сэтмуальской свиты (р. Белая). Черное — доломит.

Доломитизация в виде отдельных зерен доломита, рассеянных более или менее равномерно по породе, встречается практически во всех типах известняков. Наиболее характерна она для обломочно-фитолитовых разностей, менее — для строматолитовых и обломочно-хемогенных.

Во всех описанных случаях источник магния метасоматических доломитов следует искать внутри осадка. Сингенетичный доломит образовывал более или менее равномерную примесь к кальциту при химической биохимической или биологической садке, и в дальнейшем испытывал диагенетическое перераспределение, в результате чего возникали метасоматические скопления доломита в виде прожилков, линз, гнезд и т. д.

Водоросли, будь то строматолиты или микрофитолиты, играли огромную роль в формировании доломита. Даже в тех случаях, когда доломит в окружающих породах химически не осаждался, микрофитолиты и строматолиты осаждали его биологическим и биохимическим путем. При диагенетическом перераспределении источником магния в этих породах служили доломитовые образования водорослей (седиментационно-диагенетические доломиты по Н. М. Страхову, 1956).

Места концентрации метасоматического доломита во многих случаях нельзя считать случайными. Так, когда доломитизация замещения в слоистых известняках не меняет первоначального текстурного рисунка породы, концентрация доломитового вещества в диагенезе происходит, по-видимому, в слоях, первоначально обогащенных сингенетичным доломитом. Последний служит как бы «затравкой» при стяжении и кристаллизации диагенетического доломита.

Окремнение

Диагенетическое окремнение карбонатов среднего и верхнего рифея в Юдомо-Майском прогибе (р. Белая) проявилось чрезвычайно слабо и отмечается лишь в виде микроскопических гнезд неправильной формы в дугинских известняках.

Сравнивая характер изменений карбонатных пород платформенных и геосинклинальных аналогов малгинской, ципандинской и лахандинской свит, можно сделать следующие выводы:

1. В платформенных разрезах Майской впадины изменения карбонатной толщи не выходят за пределы зоны глубинного эпигенеза; в геосинклинали — за пределы зоны начального метагенеза.

2. Карбонатные породы проявляют высокую стойкость в зонах эпигенеза.

3. Степень перекристаллизации платформенных и геосинклинальных известняков невысока. Среднее количество перекристаллизованного карбоната в слоистых известняках составляет в малгинской свите 9,7%, в дугинской — 10,9%. В тех же условиях доломиты перекристаллизовываются значительно лучше. Средний процент перекристаллизации их равен в ципандинской свите 55, в фирской — 84. Следовательно, степень перекристаллизации геосинклинальных карбонатов лишь немного превосходит платформенные, выражаясь в незначительном увеличении количества перекристаллизованного карбоната и в увеличении максимальных размеров зерен.

4. Типы перекристаллизации в платформенных карбонатах разнообразнее, что обусловлено в первую очередь большим разнообразием генетических типов карбонатных пород. Для геосинклинальных карбонатов характерно резкое увеличение трещиноватости, которая «залечивается» хорошо перекристаллизованным кальцитом.

5. Закономерное возрастание степени перекристаллизации, наблюдаемое в кровле малгинской свиты, отсутствует в дугинской свите. Причиной этому может быть существование стратиграфического перерыва между малгинской и ципандинской свитами на платформе и отсутствие его в геосинклинали.

6. Водорослевые карбонатные породы перекристаллизованы интенсивнее обломочно-хемогенных.

7. Метасоматическая доломитизация сильнее развита в геосинклинальных известняках. Доломитизации, так же как и перекристаллизации, охотнее подвергаются строматолитовые и обломочно-фитолитовые известняки.

8. Диагенетические кремнистые образования в виде микроствражений наблюдаются главным образом в доломитах ципандинской свиты. В геосинклинальных аналогах ее кремнистые желваки встречаются, но редко.

Глава IV.

ХИМИЯ КАРБОНАТООСАЖДЕНИЯ

Карбонатная система имеет огромное значение для познания процессов, происходящих в природных водах как в настоящее время, так и происходивших в далеком прошлом. Это одно из самых сложных равновесий, существовавших в природных водах. Сложность ее заключается в том, что ко-

личественные соотношения компонентов карбонатной системы аналитически узнать нельзя, так как при этом нарушается равновесие и результат эксперимента искажается. Общее содержание компонентов карбонатной системы выражается в виде суммы (в молях):

$$\sum \text{CO}_2 = [\text{CO}_2] + [\text{H}_2\text{CO}_3] + [\text{CO}_3^{2-}] + [\text{HCO}_3^-].$$

Количественные соотношения компонентов карбонатной системы при разных рН рассчитаны математически и приведены в виде графика О. А. Алекиным (1966), основываясь на котором он приходит к важным выводам (рис. 17).

а) Во всех пределах рН в карбонатной системе наибольшая концентрация падает на ионы HCO_3^- .

б) С увеличением рН концентрация $[\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{CO}_2]$ падает до очень малых значений, а концентрация $[\text{CO}_3^{2-}]$ увеличивается, и наоборот. Так, при $\text{pH} > 8,3$ концентрация $[\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{CO}_2]$ очень мала, так же как и $[\text{CO}_3^{2-}]$ при $\text{pH} < 7,8$.

в) При постоянном рН увеличение $[\text{CO}_3^{2-}]$ происходит за счет увеличения солёности и температуры. При увеличении солёности происходит рост $[\text{CO}_3^{2-}]$ одновременно с ростом $[\text{HCO}_3^-]$, а при повышении температуры — за счет падения $[\text{HCO}_3^-]$ и $[\text{CO}_2]$.

г) Основным фактором, от которого зависит состояние карбонатного равновесия, несмотря на малую концентрацию, служит двуокись углерода $[\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{CO}_2]$, концентрация которой в океане подвержена изменениям. Так, даже очень небольшое уменьшение двуокиси, особенно легко происходящее под действием фотосинтеза, вызывает переход части гидрокарбонатных ионов HCO_3^- в карбонатные и увеличение рН.

$2\text{HCO}_3^- \rightleftharpoons \text{CO}_3^{2-} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$.

Наоборот, увеличение двуокиси углерода вызывает почти полное исчезновение CO_3^{2-} и уменьшение рН.

Таким образом, равновесие pCO_2 атмосферы и pCO_2 океана поддерживает концентрацию всех компонентов карбонатной системы в определенных рамках, в пределах которых концентрация определяется прежде всего соотношением процессов потребления и продуцирования CO_2 , а по-

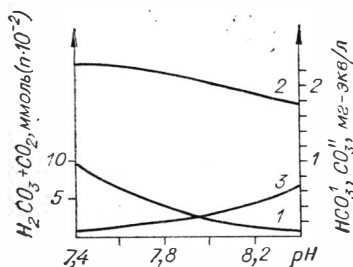


Рис. 17. Изменение концентрации компонентов карбонатной системы в океанской воде при $S=35\%$, $\text{Alk}_{\text{общ}}=2,4$ мг-экв/л и $t=10^\circ$ (по О. А. Алекину, 1966).

1 — $\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{CO}_2$, 2 — HCO_3^- , 3 — CO_3^{2-}

том уже другими факторами, как соленостью, температурой и давлением (Алекин, 1966).

Следует добавить, что хотя в графике рассматривается зависимость концентрации карбонатных компонентов от pH, именно соотношение их концентраций определяет в океанской воде концентрацию водородных ионов.

Ведущую роль в современных природных растворах среди солей карбонатной системы играет карбонат кальция. Современная морская вода насыщена или даже пересыщена им в верхних слоях от 60° с. ш. до 60° ю. ш. по обе стороны экватора, а от 30° с. ш. до 30° ю. ш. пересыщение достигает 300%. Содержание же карбоната магния в морской воде нигде не достигает степени насыщения (Виноградов, 1967; Фэйрбридж, 1968). В 1 кг морской воды содержится 0,40 г кальция и 1,27 г магния. При хлорности 19‰ и 20°C в морской воде растворяется $0,5 \cdot 10^{-6}$ кальцита, а в виде ионов — $2,7 \cdot 10^{-6}$. Для несквонита ($MgCO_3 \cdot 3H_2O$) растворимое количество магния равняется $310 \cdot 10^{-6}$, а в ионном виде — $14 \cdot 10^{-6}$. Современное отношение Ca/Mg в осадках составляет 40:1. Большая часть магния фиксируется в некарбонатных осадках. Значительные количества его фиксируются в глинистых осадках (Фэйрбридж, 1968).

Несмотря на то, что современные морские воды в некоторых участках пересыщены карбонатом кальция в 3—5 раз, химическое выпадение его возможно лишь при очень благоприятных обстоятельствах. В экспериментах О. А. Алекина, Ю. И. Ляхина (1968), Ю. И. Ляхина, В. В. Кондратьева (1968) даже при 28-кратном пересыщении воды карбонатом кальция не происходило осадкообразования. Карбонатный осадок в виде сферолитов арагонита величиной 0,01 мм был получен лишь при 30—50-кратном пересыщении раствора ($Alk=12,589$ мг экв/л; $pH=8,36$). Авторы предполагают, что в природной пересыщенной морской воде (200—500%) присутствуют зародыши карбоната кальция в очень высокодисперсном устойчивом состоянии, выделение из которого возможно лишь при очень интенсивном фотосинтезе (вблизи организмов, при действии организмов-фильтраторов, на контакте воды с монокристаллами карбоната кальция или при замерзании воды).

Причину пересыщения карбонатом кальция современных природных растворов О. А. Алекин и Н. П. Моричева (1959) видят в крайне низкой концентрации ионов CO_3^{2-} при процессе кристаллизации твердой фазы (обычно около 10^{-6} г/моль), в несколько тысяч раз меньшую, чем ионов HCO_3^- . Они предполагают, что пространственная ориентация ионов CO_3^{2-} , необходимая для начала кристаллизации, затруднена огромным количеством окружающих их ионов HCO_3^- ,

с которыми происходит непрерывный обмен $\text{HCO}_3^- \rightleftharpoons \text{CO}_3^{2-} + \text{H}^+$.

Р. М. Пыткевич и П. К. Уейл (Дегенс, 1967), которые считают, что в морской воде, даже пересыщенной карбонатом кальция, невозможно спонтанное образование центров кристаллизации арагонита и кальцита, связывают это с присутствием магния, препятствующего образованию ядер CaCO_3 . Этот довод они подтверждают экспериментами.

По мнению большинства исследователей, химическая садка карбоната кальция в современных морях — явление редкое. Считается, что подавляющая часть современных карбонатных отложений образовалась за счет накопления органично-обломочного материала (Лисицин, 1969, Фэйрбридж и др., 1970). Однако, как показывает изучение морских осадков, в них присутствуют иголки, ромбоэдры и сферолиты CaCO_3 , величиной 10—12 микрон, происхождение которых трудно объяснить иначе как химическим осаждением (Страхов, 1951, Тафт, 1970).

Из приведенного явствует, что процесс осаждения карбоната кальция недостаточно изучен.

Рассмотрим основные факторы, влияющие на осаждение карбоната кальция. Известно, что карбонат кальция может переходить в раствор только при наличии в воде углекислого газа. При растворении одной соли образуется два вида анионов CO_3^{2-} и HCO_3^- . Если растворение карбонатов кальция зависит от концентрации углекислого газа, то выделение их из раствора зависит от концентрации тех ионов, с которыми они образуют нерастворимые соли, а именно концентрации иона CO_3^{2-} . Таким образом, система подвижного равновесия в океане выглядит так:

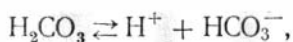
CO_2 газ воздуха $\rightleftharpoons \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ газ, растворенный в воде $\rightleftharpoons \text{H}_2\text{CO}_3 \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{HCO}_3^- \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-} \rightleftharpoons \text{CaCO}_3 \downarrow$.

Увеличение ионов CO_3^{2-} в океане, а следовательно, и садка кальцита зависят главным образом от температуры, щелочности, величины рН и давления CO_2 (Теодорович, 1950; Алкин, 1966 и др.). При этом все эти величины, особенно три последние, тесно связаны и взаимно обусловлены.

Как указывалось выше, увеличение свободной углекислоты приводит к растворению карбоната кальция и наоборот:



Величина рН в морской воде зависит в основном от соотношения угольной кислоты и ее ионов (Алкин, 1966):



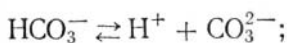
$$K = \frac{[\text{H}^+] \cdot [\text{HCO}_3^-]}{[\text{H}_2\text{CO}_3]}$$

в соответствии с законом действия масс.

$$\text{H}^+ = \frac{[\text{H}_2\text{CO}_3] \cdot K}{[\text{HCO}_3^-]},$$

т. е. концентрация водородных ионов $[\text{H}^+]$ прямо пропорциональна концентрации угольной кислоты $[\text{H}_2\text{CO}_3]$ и обратно пропорциональна концентрации ионов $[\text{HCO}_3^-]$.

С другой стороны, в отношении ионов HCO_3^- и CO_3^{2-} концентрация водородных ионов имеет следующую зависимость:



$$K = \frac{[\text{H}^+] \cdot [\text{CO}_3^{2-}]}{[\text{HCO}_3^-]};$$

$$[\text{H}^+] = \frac{[\text{HCO}_3^-] \cdot K}{[\text{CO}_3^{2-}]};$$

$$[\text{CO}_3^{2-}] = \frac{[\text{HCO}_3^-] \cdot K}{[\text{H}^+]};$$

т. е. концентрация карбонатных ионов, а следовательно, и садка кальцита увеличивается с уменьшением концентрации водородных ионов $[\text{H}^+]$ (соответственно с увеличением величины рН).

Выпадение хемогенного карбоната кальция из морской воды связано с повышением ее температуры, так как растворимость его обратно пропорциональна росту температуры. При постоянном рН увеличение концентрации ионов CO_3^{2-} при повышении температуры происходит за счет падения концентрации иона HCO_3^- и CO_2 .

Существенным является учет щелочности морской воды, под которой подразумевают свойство воды, зависящее от содержания в ней анионов слабых кислот. Поскольку влияние на щелочность анионов борной, фосфорной, кремниевой, сероводородной кислот, содержащихся в морской воде, очень мало, на практике учитывается лишь карбонатная щелочность, которая зависит от концентрации ионов HCO_3^- и CO_3^{2-} :

$$\text{Alk}_{\text{карб}} = [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}].$$

Часто употребляется другое понятие щелочности, называемое щелочным резервом, под которым подразумевается сумма

щелочей и щелочных земель, связанных со слабыми кислотами, практически с угольной кислотой. Так или иначе щелочность является показателем содержания анионов угольной кислоты.

Как показал О. А. Алекин (1966), согласно закону постоянства между главными ионами в океане, щелочность зависит от величины солености, а также от рН (точнее, CO_2).

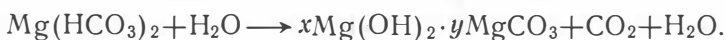
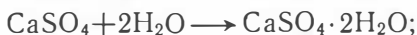
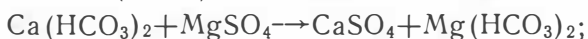
В определенных участках моря линейная зависимость между щелочностью и соленостью теряется, так как относительная щелочность опресняющей речной воды значительно выше таковой морской воды. Известно, что основную массу солей рек составляют карбонаты, главным образом CaCO_3 (Страхов 1951 и др.; Невесский, 1967 и др.).

Г. И. Теодорович (1950), Р. В. Фэйрбридж (1968) указывают на большое влияние концентрации, состава и количественного соотношения растворенных солей на генезис осадочных карбонатов. Р. В. Фэйрбридж, анализируя кривые, составленные Р. М. Гаррелсом, приходит к выводу, «...что любые изменения в прошлом величин ионных концентраций морской воды немедленно должны были отражаться на степени растворимости карбонатов. Степень растворимости карбонатов больше зависела от изменений концентрации морской воды, чем от климатических (температурных) колебаний» (с. 273). Г. И. Теодорович указывает, что в сульфатно-гидрокарбонатных водах Балхаша с минерализацией до 0,5—1,9% доломит формируется при $\text{pH} \geq 8,8$ (8,9—9,4). В хлоридных же водах Большого Соленого озера при солености от 13,8 до 27,6% формирование доломита происходит при рН, явно меньших 8,8 (7,4—8,48).

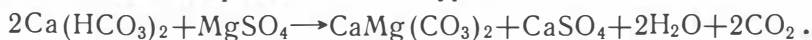
Хотя общие положения геохимии карбонатной системы несомненно справедливы как для кальцита, так и для доломита, процесс образования последнего имеет специфические черты. Настолько специфические, что, несмотря на большое число исследований, «доломитовая проблема» во многих моментах остается нерешенной и до сего времени. В настоящее время все существующие взгляды на генезис доломитов можно свести к трем основным: 1) отложения доломита в виде химического осадка; 2) образование его в период диагенеза в результате доломитизации известкового ила тем или иным способом; 3) образование его в результате эпигенетической доломитизации известковой породы. Если последний способ образования не вызывает сомнения у большинства геологов, так как специфичен и относительно легко узнаваем, то два других являются предметом дискуссий (Страхов, 1956, 1963 и др.; Теодорович, 1950, 1960; Татарский, 1937; Дегенс, 1967; Фэйрбридж, 1968 и др.).

Решающее значение при расшифровке процесса доломитообразования принадлежит эксперименту. Однако лишь в пос-

ледние годы появились сведения о случаях успешного синтеза доломита при нормальных условиях. Из отечественных работ представляют интерес эксперименты, поставленные во ВНИИГалургии под руководством М. Г. Валяшко (1952), эксперименты в Институте физико-химических основ переработки минерального сырья СО АН СССР (г. Новосибирск) Ю. П. Никольской и Г. И. Гордеевой (1967), а также эксперименты, проведенные в Институте геологии СО АН СССР под руководством Ю. П. Казанского (Белобородова, Давыдов, Казанский и др., 1972, Казанский и др., 1972). В первых предпринята попытка моделировать современные условия осаждения морских эвапоритов. Особый интерес представляет факт осаждения доломита в комнатных условиях. Для опыта использовали искусственную морскую воду, аналогичную среднему составу современной морской воды (Галаховская, 1967). Метаморфизацию проводили в колбах при постоянной температуре $+25^{\circ}\text{C}$ в условиях, моделирующих природный процесс приноса слабоминерализованных континентальных вод в солеродный бассейн, путем постепенного добавления насыщенных растворов бикарбоната кальция, магния и гипсовой воды. В случае метаморфизации насыщенным раствором гипса, на всем интервале концентрирования в качестве твердой фазы выделялся гипс. Лишь в начальную стадию осаждалось небольшое количество кальцита. При метаморфизации насыщенным раствором бикарбоната кальция в составе твердой фазы были определены гипс, кальцит, а также единичные зерна доломита. Последний был обнаружен под микроскопом иммерсионным методом. Авторы считают, что в процессе метаморфизации должны протекать реакции в следующем порядке:



Наряду с этим, по мнению авторов, медленно идет образование доломита по реакции Н. С. Курнакова:



В опытах, где метаморфизирующим раствором был бикарбонат магния, в осадке были карбонаты неизвестного состава, а также меньшее количество кальцита, доломита и лансфордита (пятиводного карбоната магния).

Слабой стороной опыта являлась недостаточная диагностика минералов (микровизуальная, иммерсионным способом), без применения рентгеновских и других точных методов. Остался неясным вопрос о способе образования минералов, поскольку длительность проведения опыта (несколько месяцев)

позволяет предполагать возможность их диагенетического образования.

В опытах Ю. П. Никольской и Г. И. Гордеевой (1967) моделировался процесс осаждения доломита в озерах с сульфатным типом вод. Доломит был синтезирован в лабораторных условиях путем приливания в сосуд с твердым гипсом смеси растворов $MgSO_4$ и $NaHCO_3$, полученной сливанием 3 М раствора $MgSO_4$ с 0,5 М раствором $NaHCO_3$. Продолжительность опыта составляла не менее 80 ч, в течение которого раствор постоянно перемешивался и через каждые 12 ч в течение 5 мин пропускался углекислый газ. На основании анализа рентгенограмм установлено присутствие в осадках магнезиальных кальцитов со слабо упорядоченным расположением атомов Ca и Mg в кристаллической решетке (протодоломит) и недостаточно упорядоченный доломит. Как отмечают авторы, соотношение $CaCO_3$ и $MgCO_3$ в полученных карбонатах зависит от соотношения компонентов в исходной смеси, а также от температуры и продолжительности опыта. При 25° получены карбонаты с содержанием $MgCO_3$ до 27 мол. %; при 50° — с содержанием $MgCO_3$ до 58 мол. %.

Авторы заключают, что доломит может формироваться в природе путем соосаждения карбонатов кальция и магния при взаимодействии карбонатных вод, содержащих Na_2CO_3 и $NaHCO_3$ с сульфатными и сульфатно-хлоридными водами, содержащими хлориды и сульфаты кальция и магния.

Как и в первом опыте, механизм образования доломита остался не выясненным до конца, так как продолжительность опыта (80—300 ч), а также продолжительность (10—100 ч) и повышенная температура (105—180°) высушивания дают основание предполагать возможность раннедиагенетического образования доломита из магнезиального кальцита, что признается самими авторами.

Тем не менее, как первый, так и второй опыты дают возможность предположить, что аналогичные процессы протекают в тех немногочисленных современных озерных и морских водоемах, где идет осаждение доломита. Это озера, заливы и лагуны Южной Австралии (Alderman, Skinner, 1957; Фридмен и Сендерс, 1970), озеро Балхаш (Сапожников, 1942; Страхов, 1945), озера Кулундинской степи (Никольская, Гордеева, 1967), Персидский залив (Wells, 1962), Багамские усыхающие бассейны (Miller, 1961) и отмели полуострова Флорида (Фридмен и Сендерс, 1970).

В опытах, проведенных в Институте геологии и геофизики СО АН СССР под руководством Ю. П. Казанского (Белобородова и др., 1972; Казанский и др., 1972), предпринята попытка получить доломит из растворов, по составу приближающихся к рифейской морской воде. Состав раствора определен путем изучения водных вытяжек из включений кремнистых по-

род, образующих пласты и линзы в тонкозернистых доломитах сухотунгусинской свиты среднего рифея (р. Н. Тунгуска). В них было установлено присутствие катионов Ca^{2+} , Mg^{+2} , Na^+ , K^+ , NH_4^+ при явном преобладании кальция и анионов Cl^- и CO_3^{2-} . Сульфат-ион встречен в отдельных пробах. Эксперименты производились с растворами, содержащими разные соотношения CaCl_2 , MgCl_2 и NaCl . Протодоломит был получен из раствора, содержащего в 1 л MgCl_2 — 15 г, CaCl_2 — 15 г, NaCl — 5 г при обработке 2 мл насыщенного раствора K_2CO_3 . Устойчивая садка протодоломита проходила при температуре около 20° и добавке в раствор мочевины.

Среди экспериментов зарубежных исследователей представляют интерес эксперименты, проведенные в Институте нефти в Париже (Вагон, 1960). Там был осуществлен синтез доломита, могущий, по-видимому, служить моделью диагенетической доломитизации известняков. Доломит был получен путем воздействия на кальцит раствором хлористого магния и углекислого газа. Реакция проходила при несколько повышенном давлении (5 атм) и температуре. Авторы установили, что синтез доломита представляет собой стадийный процесс, на первых порах которого MgCO_3 и CaCO_3 образуют твердый раствор. Через сутки в результате упорядочения структуры молекул образуется протодоломит, через двое суток — доломит.

Из результативных опытов, проходивших при нормальных условиях, следует отметить опыты Г. Будзински (Budzinski, 1961), который получил доломит путем добавления концентрированного раствора Na_2CO_3 в двумолярный раствор $(\text{CaMg})\text{Cl}_2$ и отстаивания гелеподобного осадка в течение нескольких часов (Фридмен и Сендерс, 1969).

Непременным условием всех других синтезов было применение высоких температур, давлений CO_2 и концентраций реагентов. Из недавних это опыты А. В. Казакова (1957) ($\text{CaO} + \text{MgO} + \text{CO}_2$), Грэфа и Гольдшмита (Graf, Goldschmidt, 1956) ($\text{CaCO}_3 + \text{Mg}(\text{OH})_2 + \text{CO}_2$), Р. Харкера и О. Таттла (1963) ($\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3 + \text{CO}_2$) и др.

Таким образом, исходя из вышеизложенного в главе, можно сделать следующие выводы.

1. Непременное условие природного образования доломитов в современных морских водоемах — повышенная соленость вод; современный доломит является минералом эвапоритового ряда.

2. В современных озерах доломит образуется из сульфатно-гидрокарбонатных вод в условиях повышенной солености, щелочности и жаркого климата.

3. Протодоломит и доломит могут образоваться при современном газовом режиме и невысокой температуре (20 — 30°C)

при метаморфизации нормально соленых хлоридных, сульфатно-хлоридных и сульфатных вод карбонатами щелочей (K, Na), при повышенном содержании в растворе катионов кальция и магния.

4. Повышенная температура, давление CO_2 и щелочность являются благоприятными для образования доломита.

5. Доломит, вероятней всего, образуется в результате замещения магнезиального кальцита и протодоломита, которое происходит на очень ранней стадии осадкообразования. Под термином «хемогенные доломиты» мы в данной работе подразумеваем доломиты, образовавшиеся предположительно таким путем.

Глава V.

ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТООСАЖДЕНИЯ В СРЕДНЕМ И ВЕРХНЕМ РИФЕЕ

Актуальным вопросом современной литологии остается расшифровка условий происхождения древнейших на нашей планете карбонатных отложений. Слабодислоцированная карбонатная толща среднего и низов верхнего рифея, обрамляющая Сибирскую платформу на востоке и характеризующая максимум талассократического режима в рифее (Келлер и др., 1968), является в этом отношении наиболее благоприятным объектом для исследования. Карбонатные породы в ней имеют химическое, обломочное и органогенное происхождение. Рассмотрим условия формирования каждой из этих групп.

ХИМИЧЕСКОЕ ДОЛОМИТООСАЖДЕНИЕ

Карбонатная толща среднего и верхнего рифея состоит в платформенной фации на 45% и в геосинклинальной на 30% из доломитов, сосредоточенных главным образом в ципандинской свите и ее геосинклинальных аналогах (рис. 18). Более половины из них (55—75%) составляют химически осажденные доломиты, представленные на обширной территории на востоке Алданского щита от р. Мая до р. Белой однообразными тонкослоистыми светлыми микро- и тонкозернистыми породами.



Рис. 18. Диаграммы распространения различных типов пород в свитах среднего и низов верхнего рифея в бассейне рек Мая и Белой.

1 — обломочно-хемогенный известняк, 2 — обломочно-хемогенный доломит, 3 — строматолитовый известняк, 4 — строматолитовый доломит, 5 — обломочно-фитолитовый и обломочный известняк, 6 — обломочно-фитолитовый и обломочный доломит, 7 — перекристаллизованный доломит, 8 — доломитовые и известковистые битуминозные сланцы, 9 — алевролит, 10 — аргиллит, 11 — песчаник.

Своеобразие этой мощной доломитовой толщи заключается в том, что в ней полностью отсутствуют следы гипсов и каменных солей, в то время как в кембрии хемогенные доломиты Сибирской платформы находятся в тесной парагенетической ассо-

циации. Это позволяет говорить о существенных различиях между условиями осаднения кембрийских и докембрийских доломитов в Сибири.

Отсутствие галогенных осадков в морском бассейне может свидетельствовать вообще лишь о трех возможных случаях, неблагоприятных для соленакопления, взятых в отдельности или комбинациях, а именно: а) о малом содержании галогенных солей в составе морской воды, б) об отсутствии подходящих тектонических условий, в) о неблагоприятной климатической обстановке.

Рассмотрим вероятности их проявления в верхнем докембрии изучаемой территории.

Согласно концепции А. П. Виноградова (1967), изначальная океаническая вода вследствие дегазации кислых дымов и нейтрализации их веществом разрушавшихся эффузивных и других горных пород земной коры уже содержала растворенные в ней соли примерно в тех же пропорциях, которые существуют в настоящее время. В то же время имеются вполне обоснованные сомнения относительно постоянства содержания в океанической воде аниона SO_4^{2-} и карбонатных ионов (Страхов, 1959; Ронов, 1969 и др.). В раннем докембрии при отсутствии кислородной атмосферы S, H_2S и SO_2 не могли окисляться, и анионы SO_4^{2-} , в морях должны были практически отсутствовать. Только с появлением фотосинтеза сера могла окисляться до SO_4^{2-} . За этот рубеж А. П. Виноградовым (1967) принимается граница катархея и архея, т. е. около $3,5 \cdot 10^9$ млн. лет назад, А. П. Роновым и А. А. Мигидасовым (1970) — граница протерозоя и палеозоя. Недавно группа авторов (Виноградов, Иванов и др., 1969) на основе изучения изотопного состава сульфатной серы подтвердила взгляды А. П. Виноградова. С другой стороны, определение катионного состава реликтовых растворов в кремнистых породах верхнего докембрия Туруханского района не показало присутствия в них в заметных количествах иона SO_4^{2-} (Казанский и др., 1969).

Если отсутствуют гипсов и ангидритов в верхнем докембрии в какой-то мере еще можно объяснить недостаточной насыщенностью вод ионом SO_4^{2-} , то отсутствие в осадках хлоридных солей, нормальное или близкое к этому содержание которых в океанах докембрия не вызывает сомнения, с этой точки зрения необъяснимо.

Следовательно, своеобразный состав вод верхнедокембрийских морей не может быть причиной отсутствия в осадках этого времени эвапоритов или, по крайней мере, каменных солей.

Н. М. Страхов (1963) видит причину позднего появления галогенных формаций в разрезе литосферы не в физико-химическом и климатическом механизме галогенеза, по его мнению, уже заведомо сформировавшихся в протерозое. Единственной причиной для территорий Северо-Американской, Русской, Сибирской и Китайской платформ он считает тектонические условия докембрийского этапа развития Земли. Согласно его представлениям, для раннего докембрия отсутствие галогенного процесса обуславливается господством пангеосинклиналичного режима. Для позднего докембрия, когда перечисленные выше платформы уже сформировались и на их территории, по его мнению, существовали бла-

гоприятные для галогена климатические условия, в теле платформ, якобы, еще не сформировались природные «ванны», необходимые для возникновения эвапоритовых осадков. Если для раннедокембрийского этапа доводы Н. М. Страхова трудно опровергнуть, то для позднего докембрия они, на наш взгляд, спорны. Известно, что позднедокембрийские платформенные моря характеризовались мелководностью на обширных территориях, на что, в частности, указывает широкое площадное распространение строматолитовых построек (Равикович, 1960) и обломочно-фитолитовых отложений. Длительное существование в верхнем докембрии плоских и мелких эпиплатформенных бассейнов типа ципандинского и лахандинского в Учуро-Майском районе, уже само по себе предполагает появление лагун или отшнуровавшихся от моря бассейнов, благоприятных, при соблюдении прочих условий, для соленакопления. Это тем более вероятно при пенепленизированном побережье, каковое предполагается в ципандинское и лахандинское время на юго-востоке Алданского щита.

Таким образом, тектонические условия, по крайней мере для изученной территории, также не могут быть фактором, препятствующим соленакоплению.

Метод исключения выявляет, что главной и, возможно, единственной причиной отсутствия эвапоритовых формаций среди отложений верхнего докембрия должны были быть неблагоприятные климатические условия, т. е. отсутствие аридного климата. Наши исследования показывают, что в верхней половине среднего рифея на юго-востоке Сибирской платформы климат был гумидный или, на отдельных этапах, возможно семиаридный. Об этом свидетельствуют, во-первых, опреснение малгинского бассейна, существовавшего на территории Учуро-Майского района (Акульшина, Давыдов, Писарев, Писарева, 1969), во-вторых, повышенное содержание каолинита и обнаружение бокситовых проявлений в основании лахандинской свиты в бассейнах рек Май и Белой (Каминский, Потапов, 1968; Акульшина, Давыдов, 1973; Мишнин, 1974).

Именно на фоне жаркого гумидного или семиаридного климата в ципандинское время в бассейне могли формироваться доломиты, а на континенте — высокозрелая кора выветривания, переотложенная затем в начале лахандинского времени.

Приняв во внимание влияние климата, легко понять незавершенность цикла осолонения ципандинского морского бассейна на стадии доломитоосаждения. Однако интенсивное и длительное доломитоосаждение типа ципандинского, начиная с налеозоя, всегда сопровождалось большим или меньшим осаждением гипса или флюорита (Страхов, 1958), следы ко-

торых отсутствуют среди ципандинских доломитов. Следовательно, на этом этапе осадконакопления существовали какие-то факторы, значительно облегчающие садку доломита, но не влияющие на осаждение сульфатов. Такими факторами могли быть:

1. Более высокое чем в фанерозое содержание в воде карбонатных и бикарбонатных ионов, как следствие повышенного содержания в атмосфере CO_2 , предполагаемое Н. М. Страховым (1958 и др.). Доказательство повышенного парциального давления углекислого газа в морских водах рифея можно видеть в данных анализов жидких реликтовых включений в осадочных кремнях позднего докембрия (Казанский и др., 1969). В них установлен следующий порядок основных катионов: $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$, отличный от существующего в современных морях — $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+$. Подобное высокое содержание катиона Ca^{2+} возможно лишь при высоком парциальном давлении углекислого газа (Фэйрбридж, 1968).

2. Привнос с континента вод, обогащенных углемагневыми и содовыми солями, также мог способствовать доломитоосаждению. Н. М. Страхов (1963) предполагает возможность такого доломитоосаждения при аридном климате в поздние эры (мезо-кайнозой).

Эксперименты Ю. П. Казанского и др. по метаморфизации кальций-магний-натриевых хлоридных растворов насыщенными растворами K_2CO_3 , эксперименты Г. Будзински (концентрированный раствор $\text{Na}_2\text{CO}_3 + 2\text{M}$ раствор $(\text{CaMg})\text{Cl}_2$), а также эксперименты во ВНИИГалургии по метаморфизации сульфатно-хлоридных растворов, аналогичных составу современных морских вод, насыщенным раствором $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ показывают принципиальную возможность кемогенного осаждения доломита (см. гл. IV).

В. Н. Григорьев, М. А. Семихатов и С. Н. Серебряков (1969), предполагающие подобный процесс причиной химического осаждения юдомских доломитов, считают поставщиками содовых и углемагневых вод центральные части Сибирской платформы и Алданского щита, сложенные гранитоидными и метаморфическими породами.

Не исключая возможности подобного доломитоосаждения в частных случаях в прибрежных участках и лагунах, следует ожидать достаточно быстрого выклинивания доломитов подобного генезиса в сторону открытого моря. Поскольку ципандинские доломиты занимают обширные площади как в платформенной, так и в геосинклинальной фациях более вероятным представляется влияние на доломитоосаждение в позднем докембрии повышенного парциального давления CO_2 в атмосфере.

ХИМИЧЕСКОЕ ОСАЖДЕНИЕ КАРБОНАТА КАЛЬЦИЯ

Химическое осаждение карбонатов кальция было наиболее развито в малгинском море. Таким путем образованы микро- и тонкозернистые горизонтально-слоистые известняки малгинской и дугинской свит. Отличительной особенностью малгинского морского бассейна от последующих (ципандинского и лахандинского) являлась его относительная опресненность. Опреснение малгинского моря проявляется в низких содержаниях бора в глинистой составляющей известняков (Акульщина, Давыдов и др., 1969).

Еще в 1932 г. В. М. Гольдшмит и С. Л. Петерс (Goldschmidt, Peters, 1932) установили, что морские глины богаты бором. Они выявили руководящую роль бора, как показателя морского режима, назвав его талассократическим элементом. Позднее были получены следующие сведения.

Соотношения бора в морской воде от докембрия до сегодняшних дней не претерпели особых изменений (Sahata, 1945).

Бор устойчиво встраивается в решетку глинистых минералов мусковит-иллитовой группы, замещая ион Al и, возможно, Si (Harder, 1961; Heling, 1967; Stadler, 1963).

Глины морского происхождения, насыщенные иллитом, содержат около 0,01—0,02% бора, а пресноводные — только от 0,001 до 0,005% (Дегенс, 1967).

Содержание бора, кроме солености, зависит от температуры морской воды (Harder, 1961; Singh, 1966; Heling, 1967) и от величины зерен иллита: чем меньше зерна, тем большее содержание в них бора. Вследствие этого долго транспортируемые осадки содержат больше бора, чем быстро осадившиеся (Harder, 1961; Heling, 1967).

Выветривание не оказывает существенного влияния на содержание в осадках бора (Ernst, и др., 1958; Heling, 1967).

О влиянии диагенеза и метаморфизма на содержание бора сведения противоречивы. По мнению одних диагенез и метаморфизм снижают (Harder, 1963) или изменяют содержание бора (Heling, 1967), другие считают, что гальмиролиз и диагенез почти не влияют на содержание бора, но при начальном метаморфизме происходит мобилизация бора (Ernst и др., 1958).

Монтмориллонит и каолинит не образуют подобных прочных соединений с бором (Harder, 1961).

Данные по содержанию бора в глинистой составляющей пород применяются с переменным успехом для палеофациальных исследований. Большие перспективы, по-видимому, имеет сравнение относительной палеосолености в вертикальном разрезе внутри серии пластов, так как породы таких раз-

резов принадлежат одной геологической структуре и, следовательно, находятся примерно в одинаковых условиях эпигенеза и метаморфизма.

Опираясь на результаты предшествующих исследователей (Кейт Дегенес, 1961; Harder, 1961; и др.), Е. П. Акульшина (1973) использовала для определения степени засоления древних морских водоемов отношение $B : Ga$, содержащихся в глинистой составляющей пород. Ею установлено, что среднее отношение бора к галлию в глинистой составляющей пород верхнего протерозоя для пресноводных отложений равняется 2; для морских опресненных — 4,3; для нормально морских — 95. Анализ кривых $B : Ga$, $B : Li$, построенных для отложений среднего и низов верхнего рифея Майской впадины, показывает, что малгинский бассейн был существенно опресненным по сравнению со сменявшими его во времени ципандинским и лахандинским морями (Акульшина, Давыдов и др., 1969; и др.). Среднее значение коэффициента $B : Ga$ в нижней половине свиты по данным 12 анализов составляет 55, в верхней половине — 0,9 (12 анализов) и лишь в пятнадцатиметровой пачке битуминозных доломитов в кровле свиты возрастает до 80 (13 анализов). Среднее значение $B : Ga$ доломитов ципандинской свиты равняется 734 (5 анализов) и карбонатных пород лахандинской свиты — 167,2 (41 анализ).

Уменьшение солености морского водоема должно привести к сокращению концентрации ионов кальция и, следовательно, насыщенности ее карбонатом кальция. Но как указывалось выше (гл. IV), при опреснении моря линейная зависимость, существующая между соленостью и щелочностью, может теряться. Это происходит в случае повышенной щелочности втекающей в море речной воды. Высокая щелочность опресняющей воды (повышенное содержание HCO_3^-) может повышать насыщенность морской воды карбонатом кальция до момента химической садки кальцита. Примером подобного повышения щелочности при общем опреснении бассейна в настоящее время может служить Черное море (Алекин, Моричева, 1966).

Согласно схеме, предложенной М. Г. Валяшко (1952), это будет обратный путь процесса метаморфизации природных вод, характеризующий увлажнение водоема.

Схема процесса метаморфизации (по М. Г. Валяшко):

усыхание (прямой путь);
карбонатный тип \rightleftharpoons сульфатный тип \rightleftharpoons хлоридный тип;
увлажнение (обратный путь).

Именно таким представляется процесс карбонатоосаждения в малгинском бассейне, интенсивно разбавлявшимся высокощелочными речными водами в условиях гумидного климата на континенте.

ОБЛОМОЧНОЕ КАРБОНАТООСАЖДЕНИЕ

Особый интерес, с точки зрения возможностей расчленения условий осадконакопления, представляют обломочные разновидности карбонатных пород. Интенсивность химической и органической садки карбонатов в верхнем докембрии не вызывает сомнения. В то же время очень мало сведений о роли обломочных карбонатных осадков на этом этапе развития литосферы.

Исследования Ю. П. Казанского (1966) и наши (Давыдов, 1968, 1970 и др.) показали, что обломочные карбонатные породы получают заметное распространение в верхнем докембрии Сибири, однако, ввиду относительной трудности их обнаружения, особенно мелкообломочных разновидностей, роль их часто недооценивается.

Развитие обломочного карбонатоосаждения на рассматриваемой территории неравномерно. В платформенной области бассейна содержание обломочных карбонатных пород составляет в малгинской свите не более 6%, ципандинской — около 3%, лахандинской — не менее 15—20%. В соответствующих аналогах геосинклинальных разрезов количество их заметно падает. В дугинской свите они отсутствуют, в фирской свите представлены отдельными линзами, в аналогах лахандинской свиты составляют около 16%.

Малгинские обломочные карбонатные породы являются внутриформационными образованиями. Это брекчиевидные и конгломератовидные известняки (см. рис. 3, 4), образовавшиеся, главным образом, в условиях кратковременного обмеления моря. В ципандинской свите обломочные карбонатные породы представлены внутриформационными и фитоолито-обломочными разновидностями. К первым относятся брекчиевидные доломиты в основании и верхней части свиты, ко вторым — линзовидные и неправильные участки в строматолитовых доломитах.

Наибольшее распространение обломочные карбонатные отложения получили в лахандинское время. Ископаемые строматолитовые биогермы, наиболее многочисленные в лахандинской свите, почти всегда сопровождаются фитоолито-обломочным материалом. Пространственные взаимоотношения его со строматолитовым телом могут быть весьма различными. Обломочный материал обрамляет биогермы с боков, заполняет выступы внутри биогермов, а также подстилает и перекрывает их (см. рис. 5, 7, 9).

Конец лахандинского времени характеризовался развитием обломочных карбонатных отложений на обширнейшей территории от р. Мая до р. Белой. В платформенной части моря они образовали игниканскую подсвиту мощностью до 240 м (Нужнов, 1967), в геосинклинальной — гренскую свиту мощ-

ностью 250—300 м. При этом фитолиито-обломочные карбонатные отложения подавляюще преобладали над строматолитовыми и хемогенными. Закономерность этого можно понять, если представить большие площади карбонатного дна и выступы биогермов, обнажающиеся в результате регрессии мелкого моря с образованием многочисленных островов и отмелей. Мощности пластов обломочно-фитолиитовых карбонатов достигают 20—30 м и более.

Обломочные карбонатные породы платформенной области моря характеризуются повышенным содержанием аллотигенных обломков, образовавшихся за счет разрушения близлежащих карбонатных берегов и островов, что позволяет отнести их к карбонатным песчанкам. Другая особенность этих пород — повышенное содержание глауконита (до 30%), который часто замещается карбонатом.

Соответствующие породы геосинклинальной фации отличаются в среднем более мелкими размерами обломков и отсутствием глауконита. Влияние аллотигенного материала в них, по-видимому, гораздо меньше. Значительная перекристаллизация не позволяет делать определенных выводов относительно происхождения большинства обломков.

Характерной особенностью обломочных карбонатных осадков лахандинской свиты является их тесная связь с обволакивающими водорослями. По существу, нет ни одного пласта, в котором карбонатные обломки не были бы затронуты жизнедеятельностью онколитовых водорослей. В платформенных отложениях можно наблюдать все переходы от неизменных обломков до онколитов, представляющих карбонатные концентрически слоистые желваки различной величины и формы, центральным ядром которых служат карбонатные обломки.

ВОДРОСЛИ И КАРБОНАТООСАЖДЕНИЕ

Исключительно высокая роль водорослей в карбонатоосаждении верхнего докембрия неоднократно отмечалась многими исследователями. Наиболее ортодоксален в этом вопросе Р. В. Фэйрбридж (1970), который предполагает, что все ранние карбонаты имеют органогенную (водорослевую) природу. Наши данные не подтверждают правильность этих выводов, однако показывают очень широкое распространение в среднем рифее водорослевых образований в виде строматолитовых и обломочно-фитолиитовых карбонатных пород, которые составляют около 50% по мощности среди карбонатных отложений в платформенных и около 40% в геосинклинальных разрезах. Строматолитовые и обломочно-фитолиитовые разности в платформенной области соответственно составляют свыше 30 и 16%, а в геосинклинальной — около 30 и 10%.

Строматолиты и карбонатоосаждение

Строматолитовые комплексы рассматриваемой территории описывались в трудах Б. Г. Воронова, В. А. Комара, М. А. Семихатова, И. Г. Шаповаловой (1966), С. В. Нужнова (1967), В. А. Комара, М. А. Семихатова, С. Н. Серебрякова, Б. Г. Воронова (1970) и др.

В карбонатных породах лахандинской свиты Майской впадины и ее аналогах в Юдомо-Майском прогибе строматолиты представлены, по данным указанных авторов, в основном столбчатыми постройками *Baicalia Kryl.*, *Tungussia Semich.*, *Conophyton Masl.* Ими установлены: *Conophyton lituus Masl.*, *C. cylindricus Masl.*, *Conophyton sp.*, *Baicalia ingilensis Nuzhn.*, *B. maica Nuzhn.*, *B. prima Semich.*, *Tungussia sibirica Nuzhn.*, *Baicalia sp.*, *Tungussia sp.*, *Baicalia lacera Semich.*, *Conophyton metula Kir.*, *Gymnosolen altus Semich.*

Строматолиты в породах ципандинской свиты представлены, по данным тех же авторов, еще не описанными столбчато-пластовыми постройками, а также столбчатыми формами *Baicalia prima Semich.*, *Baicalia aimica Nuzhn.*, *Baicalia baicalia Masl.*, *Baicalia sp.*, установленными в Майской впадине (Нужнов, 1967), и *Baicalia aimica Nuzhn.*, установленными в Юдомо-Майском прогибе (Воронов и др., 1966).

В малгинской свите известны единичные находки строматолитов по данным В. А. Ярмолюка (Нужнов, 1967). Стратиграфический аналог малгинской свиты в Юдомо-Майском прогибе (р. Белая) — дугинская свита — также содержит редкие еще не описанные столбчато-пластовые строматолиты (Воронов и др., 1966). В разрезах Кыллахского выступа (р. Алдан) в малгинской свите И. Г. Шаповаловой (1971) описаны линзовидные маломощные тела строматолитов *Appia topicales Schar.*

В низах среднего рифея также имеются прослои и пласты строматолитовых доломитов и доломитистых известняков как в Майской впадине (эннинская свита), так и в Юдомо-Майском прогибе (светлинская свита). В эннинской свите комплекс строматолитов объединяет формы *Baicalia prima* (?) *Semich.*, *Baicalia sp.*, *Kussiella sp.*, *Omachtenia omachtensis* *for. nov.*, *Omachtenia sp.*, *Stratifera* *Kog.* (Нужнов, 1967). В светлинской свите установлены *Svetiliella vetusta* *gen. et sp. nov.*, *Omachtenia socialis* *sp. nov.* По данным Б. Г. Воронова и др. (1966), в ней встречена *Baicalia baicalica* *Masl.* и новые формы этой группы.

Как явствует из приведенных сведений, эпохи формирования карбонатных осадков соответствовали большему или меньшему развитию строматолитов и других водорослей, которые, в свою очередь, оказывали большое влияние на кар-

бонатоосаждение. О масштабах карбонатоосаждения сине-зелеными водорослями во времени и пространстве можно судить по распространению строматолитовых и микрофитолитовых карбонатных пород в вертикальных разрезах и по широте развития в латеральном направлении. В лахандинской свите водорослевые карбонатные породы в платформенной части (р. Мая) составляют по мощности свыше 60%, в геосинклинальной (р. Белая) — около 55% (включая обломочно-фитолитовые разности). В ципандинской свите для платформенной части строматолитовые доломиты составляют примерно 30—40%, для геосинклинальной — около 20%.

Строматолитовые карбонатные породы прослеживаются непрерывно на обширной площади в междуречье Май — Белой. То же самое можно сказать об обломочно-фитолитовых карбонатных породах, примером широкого площадного распространения которых может служить игниканская подсвита лахандинской свиты. Вообще же обломочно-фитолитовые разности карбонатов почти всегда сопровождают строматолитовые породы. Для одиночных желвачных строматолитов они являются вмещающей породой, для линзовидных и пластовых тел (биостромов) — подстилающей и перекрывающей, в телах столбообразных биогермов они выполняют пространство между отдельными выступами.

Как известно, к строматолитам относятся карбонатные образования, представляющие в ископаемом виде одиночные, чаще сросшиеся между собой вертикальные слоистые столбики, купола, колонки, бугры и т. д. Сейчас всеми признается водорослевая природа строматолитов. В то же время механизм карбонатоосаждения строматолитами трактуется не однозначно.

Существует множество теорий, объясняющих явление выделения углекислых солей из воды в результате жизнедеятельности растений. Рассмотрим те из них, которые находят применение у различных авторов для объяснения происхождения строматолитов и микрофитолитов.

Одной из наиболее популярных является теория изменения щелочности водной среды под влиянием жизнедеятельности организмов. Водоросли, выбирая из среды обитания углекислоту (CO_2), тем самым повышают щелочность (рН) среды и способствуют переходу растворимых бикарбонатов в нерастворимые карбонаты кальция, которые и выпадают в виде осадка (Страхов, 1951; Вологдин, 1960 и др.).

В. П. Маслов (1961) называет подобный процесс «биохимическим», подчеркивая близость его к чисто химическим явлениям осаждения.

Кроме «биохимического», он выделяет «органическое», «физиологическое» и «смешанное» выпадения карбонатов из раствора под воздействием водорослевых организмов.

«Органическое» выделение извести заключается в том, что известь, усваиваемая организмами из воды, выделяется из ее клеточного сока внутри клетки или на ее стенках. Минеральный осадок при этом состоит из мелких закономерно расположенных и волнисто затухающих кристалликов кальцита, консервирующих анатомическое строение клеток. Этот способ выделения извести предполагается автором у харовых, у некоторых багряных водорослей и у кокколитофоридов.

«Физиологическое» отложение извести выражается в выпадении на поверхности клеток неправильно расположенных кристаллов карбоната. Этот процесс вызывается фотосинтетической деятельностью растения в воде. Водоросли усваивают H_2CO_3 , HCO_3^- и CO_3^{2-} нижней частью листа во время фотосинтеза, на верхней же части листа выделяется $\text{Ca}(\text{OH})_2$ и, реагируя с $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, образует твердый осадок в виде CaCO_3 . Выпадающий кальцит крупнозернист, чист от органического вещества и не дает волнистого погасания. Фоссилизуется внешняя форма слоевища, реже клетки. Этот способ выделения карбонатов известен у харовых и предположительно у некоторых зеленых и сине-зеленых водорослей.

«Смешанное» карбонатоосаждение, по мнению В. П. Маслова (1961), характеризуется участием химических, биохимических и иногда «физиологических» процессов с вмешательством чисто механического осаждения терригенного материала. Такое карбонатоосаждение предполагается им у строматолитов.

«Смешанное» и «биохимическое» карбонатоосаждения, приближаясь по своей природе к химическому, развиваются в водах, в достаточной мере насыщенных карбонатами кальция и магния. «Органическое» карбонатоосаждение не зависит от концентрации раствора. «Физиологическое» же осаждение извести, по мнению В. П. Маслова, занимает промежуточное положение. Он считает, что от докембрия до наших дней эволюция водорослевого карбонатоосаждения заключается в замене биохимических процессов чисто органическими.

В более ранней работе В. П. Маслова (1960), а вслед за ним И. Н. Крылов (1963), высказали мысль о возможном участии в образовании строматолитов бактерий, при неодинаковой роли их в различные сезоны года. В своих высказываниях они опирались на опыты В. О. Калиненко (1952), который, культивируя колонии бактерий в воде, содержащей кальций и железо, получил бобовидные и овальные стяжения кальцита и окислов железа.

М. Блэк (Black, 1933) и Р. Гинзбург (Ginsburg, 1955, 1957) на основе изучения современных строматолитов пришли к выводу, что подавляющая часть строматолитовых пород образо-

валась из механически или химически осаждавшегося карбонатного материала. Водоросли же служили как бы ловушками, в которых застревают частицы оседавшего ила.

Короче говоря, взгляды на природу карбонатоосаждения строматолитами занимают весьма широкий спектр от чисто механического до химического и биологического осаждения карбонатов. Расшифровка механизма карбонатоосаждения строматолитами немыслима без тщательного изучения микротекстур, микроструктур и минерального состава строматолитов. С этих позиций строматолиты до настоящего времени исследованы несколько односторонне. Если микротекстурным и микроструктурным особенностям уделяется достаточно внимания, так как они широко применяются палеофитологами для диагностики и классификации строматолитов, то их минеральный состав изучается много меньше.

Известно, что микротекстура (в понятии палеофитологов — микроструктура) строматолитов характеризуется пространственными соотношениями темного слабо прозрачного в шлифах пелитоморфного карбоната и светлого прозрачного раскристаллизованного карбоната, который как бы цементирует пелитоморфные образования. Пелитоморфные образования прослеживаются в виде прослоев (пластинок), неправильных линз и сгустков (пятен). В зависимости от пространственных соотношений этих видов образований палеофитологи (Комар, Семихатов, Раабен, 1965; Нужнов, 1967 и др.) выделяют пластинчатые, линзовидные (штриховатые), сгустковые (пятнистые) типы микротекстур и их сочетания (линзовидно-пятнистые, пластинчато-линзовидные и т. д.).

Пластинчатая микротекстура характеризуется чередованием светлых кристаллических и темных пелитоморфных прослоев. В линзовидных микротекстурах темный карбонат имеет вид неправильных линзочек, сцементированных светлым кристаллическим карбонатом.

В сгустковых или пятнистых микротекстурах субизометричные сгустки пелитоморфного карбоната цементируются светлым карбонатом. При этом соотношения тех и других компонентов могут быть различными.

Кроме этих основных типов выделяют радиально-лучистые, шестоватые и инкрустационные микроструктуры, характеризующиеся соответствующей названию формой кристаллов светлого карбоната.

Попытки интерпретации природы микротекстур производились многими исследователями. Все они остаются на уровне более или менее удовлетворительных гипотез, так как не могут ответить на вопросы, возникающие при изучении всех видов строматолитов.

Слоистость в строматолитах большинство авторов связывает с сезонной периодичностью в осаждении карбонатов.

К. Б. Кордэ (1954) на основании сравнения с современными сине-зелеными водорослями считает, что светлый кристаллический карбонатный слой соответствует периоду максимальной вегетации водорослей (весна, лето), в то время как темный, плотный пелитоморфный слой — периоду депрессивной вегетации (осень, зима).

В. П. Маслов (1960 и др.) связывает слоистость в строматолитах не с одним фактом расцвета или гибели водорослей, а с сезонными колебаниями условий окружающей среды, влияющих на периодичность осаднения карбонатов вообще (количество терригенного материала, присоимого в бассейн, количество растворенного в воде карбоната, температуры воды, рН среды, прозрачность воды и т. д.). По его мнению, темные пелитоморфные карбонатные образования в строматолитах образуются вокруг нитей и клеток водорослей и именно их надо связывать с жизнедеятельностью водорослей. Сходные с последним положения развиваются И. К. Королюк (1963), В. А. Комаром (1966) и др.

Сторонники гипотезы К. Б. Кордэ опираются в своих взглядах на данные изучения современных известьотлагающих сине-зеленых водорослей (Воронихин, 1953).

Исследователи, считающие, что темные образования являются отражением структуры колоний водорослей-строматолитообразователей, видят подтверждение своих взглядов также в сравнении с современными сине-зелеными водорослями, форма и размеры которых в общих чертах сходны с формой и размерами темных образований пелитоморфного карбоната в ископаемых строматолитах (Комар, 1966).

Гипотеза К. Б. Кордэ может удовлетворительно объяснить механизм возникновения простейших «упорядоченных» (Комар и др., 1965) микротекстур, с четкими параллельными слоями, но неприменима в случаях «неупорядоченных» или неправильных микротекстур, когда линзовидные и сгустковые компоненты строматолита расположены беспорядочно и не обладают четкими разграничениями. Кроме того, с этой точки зрения невозможно понять, почему светлые кристаллические прослойки, отвечающие, согласно гипотезе, максимальному расцвету водорослей, лишены органических примесей, в то время как темные пелитоморфные образования, соответствующие депрессиям, их содержат.

С литолого-геохимических позиций процессы, которые могли привести к образованию известковых «скелетов» строматолитов, можно подразделить на две большие группы.

1. Процессы, приводящие к осаднению карбонатов в виде первично твердых минеральных образований. Природа их может быть химической (в виде крустификационных корок и нарастаний), биохимической (в виде инкрустаций вокруг расти-

тельных элементов), биологической (как результат накопления карбонатов внутри тканей водорослей).

2. Процессы, приводящие к осаждению карбоната в виде рыхлого ила, в результате механического захвата водорослями взвешенных дисперсных и достаточно крупных частиц и последующей литификации, подобно литификации обычных механических осадков. При этом природа захваченных частиц может быть биохимической (как результат изменения водорослями химических параметров вод, вызывающий выпадение в осадок высокодисперсных кристаллов карбоната), химической (как результат метаморфизации морских вод без воздействия организмов, вызывающий выпадение из раствора высокодисперсных частиц карбоната), обломочной (выпадение частиц различных размеров).

Рассмотрим критерии, указывающие на возможность осаждения карбонатов ископаемых строматолитов тем или иным из указанных способов.

При исследовании строматолитов в прозрачных шлифах устанавливаются определенные закономерности в составе и структуре их светлых и темных карбонатных компонентов.

Темные компоненты (прослой, линзы-сгустки) всегда имеют структуру более мелкозернистую, чем светлые. Обычно это пелитоморфные, микро- или тонкозернистые карбонаты, с размером зерен от менее 0,005 до 0,04 мм. Они почти всегда в большей или меньшей степени загрязнены железисто-глинистым и органическим веществом, могут иметь включения пирита, чаще чем светлые содержат мелкоалевролитовую примесь терригенного материала. Светлые компоненты строматолитов более крупнозернисты и имеют мозаичную, шестоватую и крустификационную структуру. Они отличаются высокой чистотой, в них отсутствуют примеси глинистого и органического вещества, пирита, вследствие чего легче поддаются перекристаллизации.

В случаях, когда порода состоит из кальцита и доломита, почти весь доломит концентрируется в темных прослоях, линзах и сгустках, либо полностью слагая их, либо образуя мелкую «сыпь» среди известковой массы. Структура доломита может быть пелитоморфной и микро- и тонкозернистой. В последнем случае форма зерен бывает неправильной или ромбоэдрической. В светлых прослоях иногда встречаются единичные рассеянные зерна доломита ромбоэдрической формы. Исследования на рентгеновском микроанализаторе (Давыдов и др., 1973) показали, что в строматолитовых известняках темные пелитоморфные прослой также содержат больше магния (до 2—4% против долей процента в светлых кристаллических прослоях).

В случаях полной перекристаллизации строматолитовой породы, если темные и светлые компоненты имеют со-

размерную зернистость, контуры темных прослоев, линз и сгустков обычно различимы по реликтам серой «пыли» посторонних веществ, наблюдаемой во вторичных кристаллах карбоната.

При окремнении породы светлые компоненты подвергаются окремнению в первую очередь.

Таким образом, местами наибольшей концентрации водорослевых организмов в строматолитах в прижизненном состоянии были темные образования пелитоморфного карбоната, которые, по-видимому, появились в результате их жизнедеятельности. На это указывает приуроченность к темным компонентам строматолитов органического вещества и пирита. Присутствие в темных прослоях, линзах и сгустках пелитового железисто-глинистого, полевошпатово-кварцевого и слюдистого алевролитового вещества свидетельствует о способности строматолитовых водорослей улавливать мелкую механическую взвесь из окружающей водной среды. Поэтому не исключается возможность механического захвата и последующей агглютинации частиц высокодисперсной карбонатной взвеси.

Для дальнейших рассуждений важно установить, является ли обогащение магнием карбоната в темных компонентах строматолитов первичным (сингенетичным) или это результат позднедиагенетического или эпигенетического перераспределения вещества.

Наши исследования показывают, что в подавляющем большинстве случаев доломит в строматолитах бывает первичным (сингенетичным) и гораздо реже — диагенетическим и эпигенетическим. На первичность доломита в строматолитовых формах указывает пелитоморфный и микрозернистый характер его во многих образцах, а также приуроченность доломита именно к определенным структурным компонентам строматолита — темным прослоям, линзам и сгусткам. Третьим признаком сингенетичности доломита может служить факт отсутствия в них полостей контракции, которые характерны для метасоматической доломитизации при замещении CaCO_3 на $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ по принципу молекула на молекулу. Для биогермных известняков, которые минуют стадию карбонатных илов, образование полостей контракции следует ожидать при вторичной доломитизации на любой стадии их существования.

Различный состав темных и светлых компонентов в двукарбонатных строматолитовых формах можно объяснить либо различием в способах осаждения карбонатов, которые могут как зависеть, так и не зависеть от условий внешней среды, либо определяющим влиянием условий внешней среды, неодинаковых при образовании указанных компонентов при одном механизме карбонатоосаждения. Естественно, осаждение карбонатов в темных и светлых компонентах в этом случае должно быть разновременным. Под условиями внешней среды понима-

ется главным образом концентрация и состав растворенных в морской воде карбонатов, а также температура и рН среды. Под разновременностью — годовичная сезонность.

Существование строматолитов с «неупорядоченной» микро-текстурой, в которых невозможно допустить сезонное происхождение темных и светлых карбонатных компонентов, позволяет утверждать, что различие в их составе и структуре скорее обязано различию в способах осаждения карбонатов, слагающих их.

На основании петрографических критериев попробуем расшифровать механизм осаждения карбонатов в темных и светлых компонентах строматолитов.

Если представить, что темные компоненты строматолитов образовались только путем механического захвата водорослями карбонатных частиц, взвешенных в окружающей воде, то трудно объяснить их первично доломитовый состав в тех случаях, когда светлый цементирующий карбонат представлен кальцитом. С подобных позиций это можно объяснить лишь избирательным характером захвата водорослями взвешенных доломитовых частиц из насыщенного ионами магния карбонатного раствора, влияние которого почему-то никак не отразилось на составе светлого кальцитового цемента. Поскольку это трудно представить, естественнее объяснить происхождение темных сгустков, линз и прослоев как доломитового, так и кальцитового состава поглощением из воды соответствующих ионов, соединением и осаждением их внутри тканей водорослей в виде доломита или магниального кальцита.

Таким образом, темные пелитоморфные сгустки, линзы и прослои в строматолитах образовались, вероятно, в результате биологического осаждения карбоната внутри тканей в виде твердых минеральных образований, с известной долей участия механически захваченных и агглютинированных частиц карбонатного, полевошпат-кварцевого, слюдистого, глинисто-железистого и другого состава.

Менее ясным представляется происхождение светлого кристаллического карбоната строматолитов. Большинство палеофитологов склоняются к его биогенной природе (Кордэ, 1954; Комар, Раабен, Семихатов, 1965 и др.).

С нашей точки зрения, высокая чистота светлого карбоната от посторонних примесей дает основание предполагать, что он образовался в виде первично твердого минерального образования, а не в виде рыхлого ила с последующей диагенетической литификацией, так как это предполагало бы соосаждение вместе с карбонатными частицами мелкой глинисто-терригенной взвеси.

Как указывалось, в одних случаях светлый карбонат правильно переслаивается с прослоями и линзами темного карбоната, в других — цементирует темные линзы и сгустки, распо-

ложенные без видимого порядка. И в тех и в других случаях среди светлого карбоната, наряду с кристаллическими мозаичными, обычны крустификационные друзовидные структуры. Наиболее четко они проявляются в тех случаях, когда темные прослойки, линзы и сгустки расположены близко друг к другу. На поверхности соседних темных прослоев, линз или сгустков друзовидно нарастают корочки светлого столбчатого или лучистого карбоната, соединяющиеся посередине между ними. Подобная структура может возникнуть лишь при химическом осаждении минерального вещества из раствора в свободном пространстве. Исходя из этого можно утверждать, что, по крайней мере, часть светлого карбоната имеет хомогенную или биохомогенную природу и, по-видимому, отложилась в пространствах между карбонатными образованиями водорослей в сингенезе или диагенезе в виде твердых минеральных наростов из пересыщенных растворов при потере ими двуокиси углерода в соответствии с реакцией



Что касается более многочисленного светлого карбоната с мозаичной структурой, то хотя нет неоспоримых доказательств его природы, высокая чистота его склоняет к мысли об аналогичном осаждении его из раствора в виде твердых минеральных образований в сингенезе или раннем диагенезе.

Микрофитолиты и карбонатоосаждение

В связи с оценкой роли водорослей в осадкообразовании верхнего докембрия целесообразно рассмотреть вопрос об участии в карбонатоосаждении микрофитолитов — микропроблематики водорослевого происхождения; наиболее изученными среди этих образований являются онколиты и катаграфии.

Онколиты, в понятии В. П. Маслова (1955 и др.) и З. А. Журавлевой (1964) и других авторов, представляют собой карбонатные желвачки различной величины, округлой и неправильной формы с концентрическими наслоениями водорослевой природы, обволакивающие какой-нибудь обломок и свободно перекатывающиеся по дну на мелководье.

Под катаграфиями большинством авторов (Маслов, 1960; Рейтлингер, 1959; Журавлева, 1964) понимаются сгустковые неслоистые карбонатные образования неправильной формы, образовавшиеся также в результате жизнедеятельности водорослей.

Как указывалось выше, микрофитолиты обычно ассоциируют с обломочными карбонатными осадками, образуя в иско-

паемом виде обломочно-фитолитовые известняки и доломиты. Эти породы широко развиты в лахандинской свите и ее геосинклинальных аналогах, составляя соответственно 20—25 и 15% по мощности. В лахандинской свите Учуро-Майского района, по данным З. А. Журавлевой (1964), определены следующие формы онколитов: *Osagia tenuilamellata* Reitl., *Osagia composita* f. n., *Osagia columnata* (Reitl.) и катаграфий: *Vesicularites flexuosus* Reitl., *Vesicularites compositus* f. n.

Механизм карбонатоосаждения у онколитов и катаграфий ясен не более, чем у строматолитов. В. П. Маслов (1960) и К. Б. Кордэ (1954) считают, что онколиты и строматолиты имеют одинаковое происхождение и отличаются лишь прикрепленностью ко дну одних и свободной взвешенностью в водной среде других. Поэтому механизм карбонатоосаждения и происхождение микротекстуры у них такие же, как и у строматолитов. З. А. Журавлева (1964) предполагает, что микропроблематика типа катаграфий образовалась в результате жизнедеятельности водорослей, отлагающих карбонат, в виде скоплений между нитями или ветвями водорослей.

Для выводов о способах карбонатоосаждения микрофитолитами важно иметь в виду, что карбонат, цементирующий микрофитолиты, может иметь как кальцитовый, так и доломитовый состав, а сами микрофитолиты состоят либо исключительно из доломита, когда цемент доломитовый, либо только из доломита или доломита и кальцита, если цемент известковый. Ниже приведен состав микрофитолитов и цементирующего вещества в обломочно-фитолитовой породе.

Минеральный состав
цемента
фитолитовой породы

Доломит
Кальцит
Кальцит

Минеральный состав
микрофитолитов
той же породы

Доломит
Доломит
Кальцит — доломит

В связи с этим вопрос о первичности или вторичности доломита в микрофитолитах в подавляющем большинстве случаев решается однозначно в пользу первичности доломита. На это указывают как хорошо сохранившаяся внутренняя структура онколитов и катаграфий, состоящих из пелитоморфного или мелкозернистого доломита, так и все наблюдаемые переходы от неперекристаллизованных форм с четким внутренним строением до полностью перекристаллизованных агрегатоподобных образований. Кроме того, во многих образцах отмечается обрастание доломитовых микрофитолитов друзовидным кальцитовым цементом, образовавшимся от заполнения пор между микрофитолитами в период диагенеза. Если представить, что доломитизация осадков произошла в период диагенеза либо путем воздействия высокомагнезиальных поровых рассолов на

известковые компоненты осадков, либо путем непосредственного выпадения доломитов в результате «капиллярной концентрации», как это представляют Дж. Фридмен и Дж. Сендерс (1970), то поры должны быть выполнены не кальцитом, а доломитом, чего не наблюдается.

Таким образом, осаждение доломита или высокомагнетизального кальцита, так же как и в строматолитах, является функцией водорослей.

Механизм карбонатоосаждения микрофитолитов, по-видимому, в общих чертах схож с таковым строматолитов. Представляется, что механический захват нитями водорослей взвешенной в воде дисперсной карбонатной мути не имел существенного значения. На это указывает различие в минеральном составе первично осажденного (базального) кальцитового цемента и существенно доломитовых микрофитолитов в двукарбонатных обломочно-фитолитовых породах. В том случае, если бы карбонатоосаждение на поверхности микрофитолитов происходило путем захвата и агглютинации взвешенных в окружающей среде карбонатных частиц, микрофитолиты существенно не отличались бы по составу от илового цемента. Поэтому представляется, что осаждение карбоната микрофитолитами происходило в виде минеральных образований биологическим или биохимическим способом. Об этом же свидетельствует отсутствие терригенной примеси некарбонатных минералов в слоях онколитов. Как правило, они встречаются в виде алевритовых зерен лишь в ядрах онколитов, являющихся обломками карбонатных пород.

Водоросли и соленость верхнедокембрийских морских вод

Влияние солености морской среды обитания на развитие ископаемых строматолитов всегда вызывало интерес у исследователей. К настоящему времени накоплены немногочисленные данные, касающиеся относительно молодых форм и нет сведений о докембрийских строматолитах.

В. П. Маслов (1960), изучавший ордовикские строматолиты Сибири, пришел к выводу, что они образовались в лагунных условиях. Он пишет «...строматолиты образуются в разных условиях солености, но наибольшее развитие имеют в ненормальносоленой воде». И. Н. Крылов (1963) приводит данные, показывающие, что третичные строматолиты Керченского полуострова предпочитали морскую среду с непостоянной соленостью. Об этом же свидетельствуют исследования В. Т. Махлаева (1958), изучавшего условия формирования девонских строматолитов Русской платформы. С другой стороны, есть сведения, что эоценовые строматолиты Рейнского грабена при-

Таблица 11

Отношения бора к галлию в глинистой составляющей карбонатов в свитах среднего — верхнего рифея Майской впадины (р. Мая)

Свита	B : Ga	Количество форм строматолитов и микрофитолитов	Распространение строматолитовых и микрофитолитовых карбонатных пород (в % от мощности)
Лахандинская	$\frac{24-550}{167,2}$ (41)*	12 (5)	45 (15)
Ципандинская	$\frac{100-1400}{734}$ (5)	7	30—40
Малгинская	$\frac{0,1-170}{31,8}$ (24)	Единичные формы	

* В числителе — пределы колебаний значений, в знаменателе — средние значения, в скобках — количество анализов.

урочены к опресненным участкам осолоненного в целом бассейна (Крылов, 1963).

В связи с этим представляет интерес упоминавшаяся выше зависимость между отношением бора к галлию и распространенностью строматолитов, выявленная для карбонатных пород рассматриваемых свит (Акульшина, 1973). Посвитное сопоставление значений отношения B : Ga с данными, отражающими разнообразие и распространенность строматолитов и микрофитолитов, показывает, что развитие карбонатоосаждающих водорослей в верхнедокембрийских бассейнах находилось в зависимости от степени засоленности их вод (табл. 11).

Малгинская свита, известковые осадки которой формировались на изученной территории в мелком опресненном море, почти не содержит строматолитов.

Ципандинское море, сменившее во времени малгинское, характеризуется наивысшей для морских водоемов среднего рифея соленостью, благоприятной для формирования доломитов. Несмотря на это, в бассейне появляются и достигают широкого распространения разнообразные строматолиты, количество форм которых в свите более семи (Нужнов, 1967; Шаповалова, 1968).

Лахандинское мелеющее море характеризуется средними между ципандинскими и малгинскими показателями солености. Если в малгинской свите показатели солености в виде отношения B : Ga составляют в среднем 31,8, а в ципандинском

резко возрастают до 734, то в лахандинской свите они равняются 167,2. Исключительное обилие в лахандинской свите строматолитов, достигающее максимума как по разнообразию форм, так и по широте распространения, свидетельствует о наступлении наиболее благоприятных экологических условий для их развития. Кроме строматолитов в лахандинском бассейне получили широкое распространение неприкрепленные водоросли типа онколитов и катаграфий. Количество форм строматолитов в лахандинской свите (Нужнов, 1967; Шаповалова, 1968) достигает 12, онколитов и катаграфий (Журавлева, 1964) — 5, а содержание водорослевых пород в разрезе составляет около 60% по мощности.

Как известно, на развитие водорослей, кроме солёности, влияет степень загрязнённости вод глинисто-терригенной взвесью, глубина бассейна, а также находящаяся в зависимости от этих факторов степень освещённости дна. Но с другой стороны, известно также, что сине-зелёные водоросли, к которым относят строматолиты, встречаются как в чистой, так и в сильно загрязнённой водной среде (Давиташвили, 1958).

Малгинские известняки характеризуются несколько повышенной глинистостью, особенно в нижней половине свиты. Однако их глинистость не превышает глинистости многих строматолитовых известняков в лахандинской свите, имеющих сургучно-красную окраску, пласты которых нередко переслаиваются с мергелями и аргиллитами. Следовательно, некоторая загрязнённость вод малгинского бассейна глинистой взвесью не могла оказывать существенного влияния на жизнеспособность строматолитов.

Существование в малгинской свите интрузивно-брекчированных горизонтов свидетельствует о достаточной мелководности бассейна, по крайней мере, на отдельных этапах его развития. Глубина вод на этих этапах также не могла препятствовать развитию строматолитов. Поэтому основной причиной незаселённости малгинского водоема строматолитовыми и микрофитолитовыми водорослями следует считать его значительное опреснение.

Таким образом, совместный анализ данных о влиянии палеосолёности морских вод на разнообразие форм водорослей и распространение водорослевых карбонатных пород, а также минерального состава этих пород показывает, что среднерифейские строматолиты и, по-видимому, микрофитолиты плохо переносят опреснение, а повышенная солёность морских вод на стадии доломитоосаждения не оказывала отрицательного влияния на развитие строматолитов. Наибольшего расцвета строматолиты достигали при значениях солёности, соответствующих переходной стадии от осаждения карбонатов кальция к осаждению высокомагнезального кальцита или доломита, которые играли огромную роль в их построении.

АНАЛИЗ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В ПЛАТФОРМЕННОЙ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТЯХ

АНАЛИЗ УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ

Геологические данные свидетельствуют о том, что на обширной территории от Учуро-Майского района до бассейна р. Белой в верхнем докембрии существовал единый морской водоем, акватория которого была как эпиплатформенной, так и эпигеосинклиальной. Поэтому представляется возможность сравнения условий накопления карбонатных осадков на территориях с различным тектоническим режимом, каковыми являются районы бассейнов р. Мая (платформа) и р. Белой (миогеосинклиальный прогиб).

Литологические исследования показывают, что режим морского водоема в указанных районах в рифее сохранял много общих черт. Свидетельством тому чрезвычайное однообразие в фациальном облике отложений, прослеживаемых в латеральном направлении. В бассейнах р. Май и р. Белой, а также в Кыллахском выступе в сопоставляемых свитах среднего и верхнего рифея обнаруживаются, в основном, одинаковые генетические типы карбонатных пород (см. рис. 18), несмотря на возрастание общей мощности карбонатного разреза в геосинклинали почти вдвое.

На протяжении рассматриваемого промежутка времени на изучаемой территории существовало три сменявших друг друга во времени морских водоема с различными режимами карбонатоосаждения: малгинский — с господствующим хемогенным осаждением карбоната кальция, ципандинский — с преобладанием химического и органогенного доломитоосаждения и лахандинский — с преобладанием обломочно-органогенного карбонатоосаждения. При этом указанные режимы карбонатоосаждения были господствующими в эпиплатформенной и эпигеосинклиальной области палеоводоемов, что должно свидетельствовать о близких геохимических параметрах водной среды (температуре, щелочности, рН, $r\text{CO}_2$, концентрации солей) и о незначительных различиях в динамике.

Лишь тщательный анализ литологических и геохимических данных позволяет установить особенности условий формирования этой карбонатной толщи в платформенной и геосинклиальной областях моря. Рассмотрим их для палеобассейнов.

Малгинский морской палеобассейн

В платформенной области своеобразием бассейна является опресненность его вод (см. гл. V), свидетельствующая о близости берегов континента с господствующим гумидным климатом. На близость берегов указывает и повышенное содержание алеврито-глинистой примеси в малгинских известняках (до 20—25%). Опресненность, по-видимому, является основной причиной отсутствия водорослевых биоценозов (строматолитов и микрофитолитов), столь характерных для карбонатных фаций докембрия.

Глубина рассматриваемого морского водоема остается недостаточно выясненной, хотя наличие в малгинской свите горизонтов с внутриформационной брекчированностью, особенно в нижней и верхней части свиты, указывает на периодическое обмеление бассейна. Косвенное доказательство мелководности можно видеть в красноцветности малгинских известняков, причиной которой являются рассеянные пигменты окислов железа, составляющие в глинистой части этих известняков в среднем 12,4%. Как известно, основным условием сохранения окислов железа является окислительная щелочная реакция среды, в которой происходит осадконакопление (Ван Хутен, 1968). Такая среда характерна для мелководья.

В геосинклинальной области малгинского моря на рассматриваемом отрезке времени также откладываются хемогенные известняки (рис. 19 и 20), что указывает на схожесть геохимических параметров эпигеосинклинальных и эпиплатформенных вод. Вместе с тем эти отложения имеют специфические особенности, указывающие на различия, главным образом, в динамике вод и глубинах бассейна.

Вдвое большая мощность известняков дугинской свиты, снижение доли красноцветных пород с 40% до 17%, сменяющихся серыми и темно-серыми, полное отсутствие внутриформационных обломочных известняков — эти черты в совокупности свидетельствуют об углублении бассейна, существовавшего в малгинское время в верхнем течении р. Белой (восточное крыло Горностахской антиклинали). На это указывает также отсутствие перерыва между дугинской и фирской свитами, следы которого имеют место в платформенном разрезе р. Мая.

Другой многогеосинклинальный разрез дугинской свиты, изученный в 100 км западнее в обнажениях Кыллахского выступа, т. е. ближе к платформе, сильно отличается от Горностахского. Тонкозернистые известняки его красноцветны вплоть до кровли свиты и в нем имеются линзы внутриформационно брекчированных известняков, сходные с таковыми в платформенном разрезе; низы свиты существенно терригенны и представляют переслаивание алевролитов, аргиллитов и известняков,

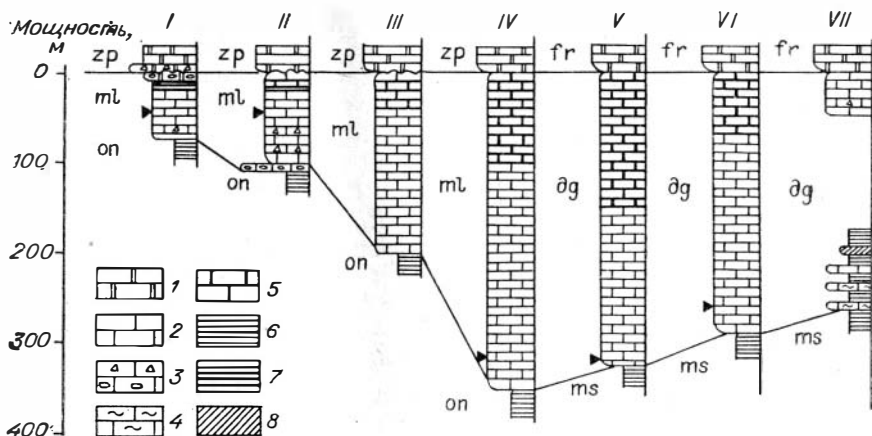


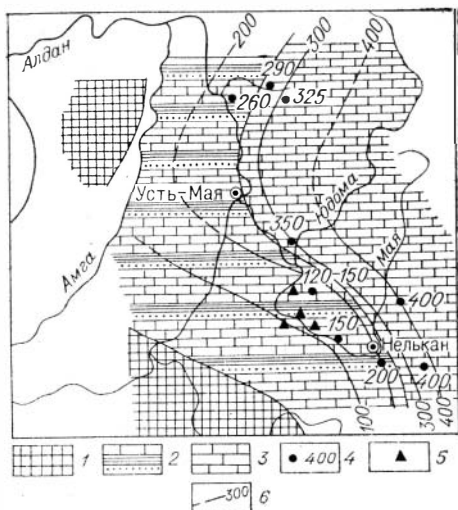
Рис. 19. Схема сопоставления разрезов малгинской и дугинской свит. I — р. Мая, скалы Малгина (Давыдов, 1968); II — р. Мая, руч. Серге (Давыдов, 1968); III — р. Мая, рч. Игникап (Нужнов, 1967); IV — р. Юдома, нижнее течение (Данилович и др., 1967); V — р. Чухоной (Ян-Жин-Шин, 1962); VI — р. Белая (Давыдов, 1968—1969); VII — Кыллахская антиклиналь (Давыдов, 1969). 1 — обломочно-хемогенные доломиты, 2 — обломочно-хемогенные известняки, 3 — брекчиевидные известняки и доломиты, 4 — строматолитовые известняки, 5 — битуминозные известняки, 6 — аргиллиты, 7 — битуминозные сланцы, 8 — алевролиты, 9 — верхняя граница красноцветных известняков.

в низах свиты имеются линзы строматолитовых известняков, т. е. в Кыллахском разрезе дугинской свиты в наличии все признаки мелководности осадков и близости областей сноса. Как видно, эти признаки даже более существенны, чем в платформенном разрезе по р. Мая (см. рис. 19).

Что касается палеосоленности эпигеосинклинальных вод, то о ней можно судить лишь по единичным анализам микроэлементов, которые с большой долей осторожности позволяют предположить, что

Рис. 20. Схема литолого-фациальных типов осадков малгинской свиты.

1 — области размыва, 2 — красноцветные терригенно-глинисто-известняковые осадки мелкого прибрежного моря с внутриформационными брекчиями, 3 — сероцветные и темные известняковые осадки относительно глубокого моря, 4 — местоположение разрезов с указанием полной мощности по данным разных авторов, 5 — пункты описаний неполных разрезов свиты, 6 — изопахиты через 100 м.



в сторону открытого моря относительная соленость всех трех разновременных водоемов (малгинского, ципандинского и лахандинского) нивелировалась. Возможно именно нормальная соленость вод является причиной появления в эпигеосинклинальной части малгинского бассейна строматолитов, линзовидные тела которых обнаружены на восточном крыле Горностахской антиклинали и в Кыллахском выступе (Шаповалова, 1971).

Таким образом, малгинский морской палеобассейн в платформенной области характеризовался близким стоянием берегов, мелководностью и небольшими перепадами глубин, опресненностью и господством хемогенной садки карбоната кальция с примесью глинистого вещества. В геосинклинальной области одновозрастной палеобассейн характеризовался более резким перепадом глубин на небольших расстояниях от континента в сторону моря от мелкого до относительно глубокого водоема, нормальной соленостью (?), преобладанием хемогенной садки карбоната кальция с незначительной долей участия в осадко-накоплении вблизи континента органогенной извести и глинисто-терригенного материала.

Ципандинский морской палеобассейн

Ципандинское время характеризовалось наибольшим развитием трансгрессии моря. Исследуемая территория на платформе покрывается мелким морем с довольно многочисленными строматолитовыми биогермами (рис. 21 и 22), которое отличается от малгинского бассейна резко возросшей соленостью вод. Об этом свидетельствует увеличение отношения $V : Ca$ в глинистой составляющей ципандинских доломитов более чем в 20 раз (см. табл. 11). В бассейне идет формирование хемогенных и органогенных доломитов. Западный источник сноса отдалается, вследствие чего в осаднении почти совершенно не принимает участия глинисто-терригенный материал.

По данным многих авторов, исследовавших поведение палеозойских и современных строматолитов в зависимости от глубины, их нужно считать очень мелководными образованиями. Так, В. П. Маслов (1960) считает нижним пределом глубины формирования ордовикских строматолитов Сибири 20 м. И. Н. Крылов (1963) полагает, что большинство строматолитов приурочено к отложениям очень мелководных бассейнов. Современные строматолиты не опускаются ниже литоральной и сублиторальной зоны (Black, 1933; Monty, 1965). Распространяя эти положения на докембрий, можно предположить, что появление строматолитов в верхней половине ципандинской свиты должно свидетельствовать об обмелении моря.

Осадки эпигеосинклинальной области ципандинского морского палеобассейна в разрезах Горностахской и Кыллахской

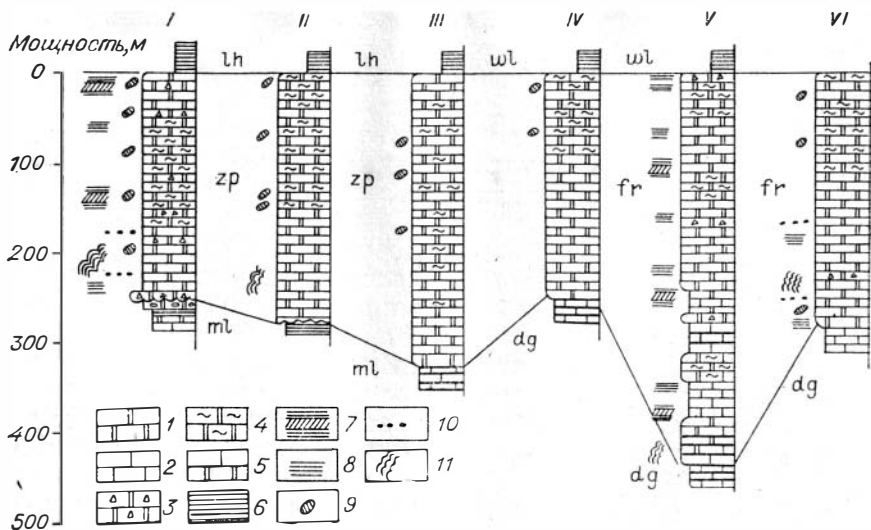


Рис. 21. Схема сопоставления разрезов ципандинской и фирской свит.

I — р. Мая, скала Малгина (Давыдов, 1968); II — р. Мая, пос. Ципанда (Нужнов, 1968); III — р. Юдома, ниж. течение (Данилович и др., 1967); IV — р. Лев. Чухоной (Ян-Жин-Шин, 1962); V — р. Белая (Давыдов, 1968—1969); VI — Кыллахская антиклиналь (Давыдов, 1968).

1 — обломочно-хемогенные доломиты, 2 — обломочно-хемогенные известняки, 3 — брекчиевидные доломиты, 4 — строматолитовые доломиты, 5 — битуминозные известняки и доломиты, 6 — аргиллиты, 7 — косая слоистость, 8 — горизонтальная слоистость, 9 — кавернность, 10 — кремнистые стяжения, 11 — текстура подводных оползней.

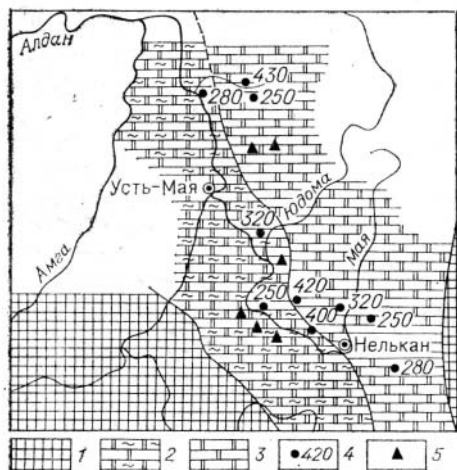


Рис. 22. Схема литолого-фациальных типов осадков ципандинской свиты.

1 — области размыва, 2 — обломочно-хемогенные доломитовые осадки мелкого моря с повышенным содержанием строматолитовых доломитов (30—40%), 3 — обломочно-хемогенные доломитовые осадки относительно глубоководного моря с пониженным содержанием строматолитовых доломитов (до 20%) и прослоями известняков, 4 — места описаний разрезов с указанием полной мощности по данным разных авторов, 5 — места неполных разрезов свит (Южнее устья р. Юдомы — по С. В. Нужнову (1967) с дополнениями автора).

структур обнаруживают большое сходство условий их формирования с платформенными. При этом единственным отличием Кыллахского разреза фирской свиты является отсутствие брекчированного горизонта в основании свиты. Большинство других литологических особенностей — мощности, количественные соотношения хемогенных и водорослевых доломитов, минералогические и структурно-текстурные признаки — полностью совпадают (см. рис. 21).

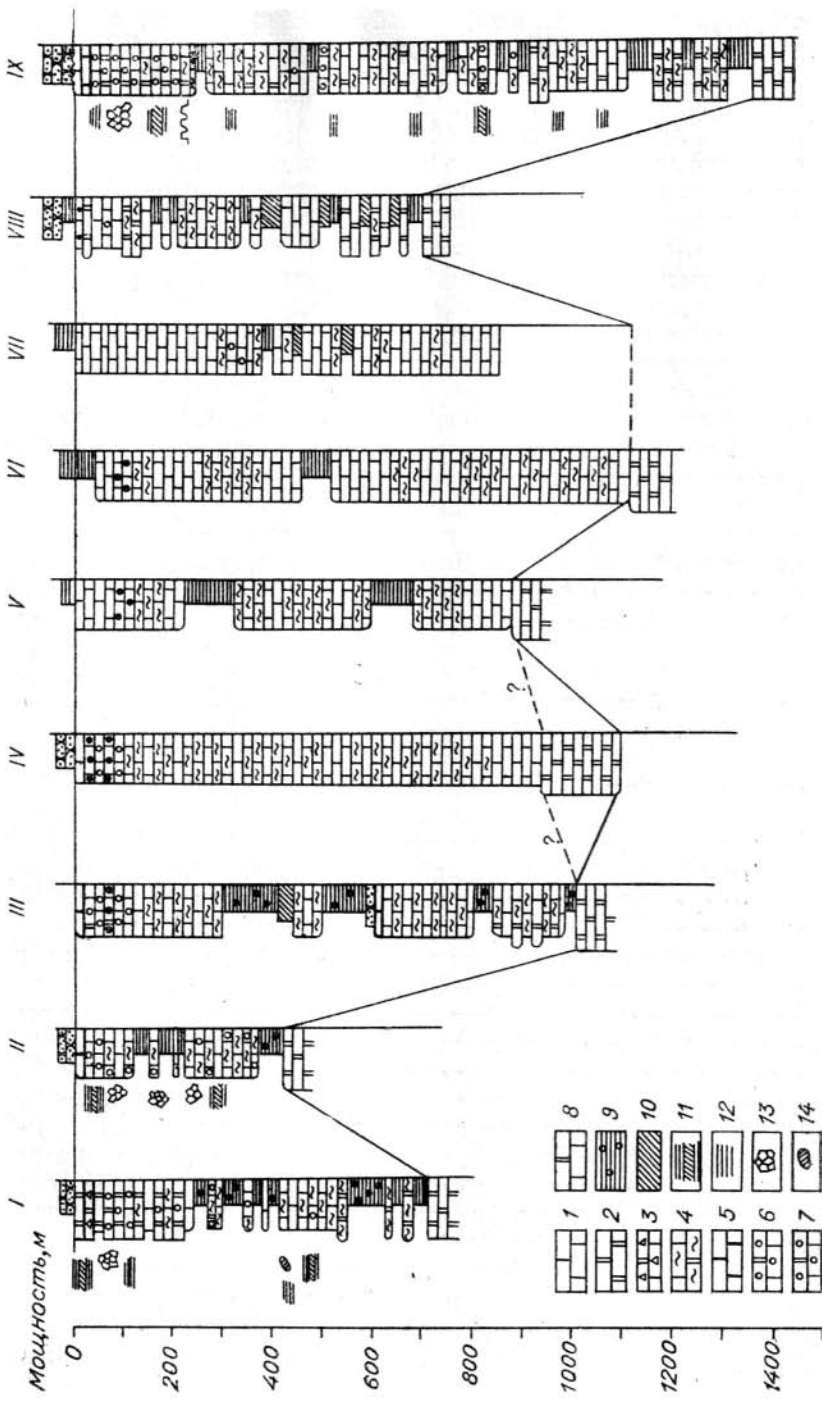
Данные литологического изучения пород фирской свиты в обнажениях Горностахской структуры говорят об углублении бассейна. Об этом можно судить по уменьшению в разрезе доли строматолитовых доломитов (с 30—40% до 15—20%), уменьшению внутрiformационно брекчированных пород и возрастанию мощности в полтора раза. Появление в нижней половине свиты пластов хемогенных известняков (15—20%) свидетельствует о некоторых изменениях в геохимических параметрах вод в направлении открытого моря (см. рис. 22).

Таким образом, ципандинский морской палеобассейн как в эпиплатформенной, так и в эпигеосинклинальной части характеризовался мелководностью, удаленностью областей сноса, хемогенным и органогенным доломитоосаждением, а также повышенной соленостью.

Лахандинский морской палеобассейн

В эпиплатформенной области история развития морского палеобассейна представляет собой продолжение общей регрессии, начавшейся во второй половине ципандинского времени. Это отступление моря было длительным во времени и, как справедливо отмечает С. В. Нужнов (1967), неравномерным, сопровождавшимся на фоне общей регрессии более мелкими трансгрессивно-регрессивными явлениями.

Обмеление эпиплатформенного бассейна сказалось на характере осадков (рис. 23—26). Прежде всего это выразилось в появлении мощных глинистых пачек, составляющих в разрезе более 30%, и в подавляющем преобладании среди карбонатных пород органогенно осажденных разностей (более 60%), среди которых при движении вверх по разрезу все более существенное место начинают занимать фитолиито-обломочные карбонаты. Химическое осаждение карбонатов отступает на задний план. Многочисленные строматолитовые биогермы сопровождаются обломочно-фитолиитовыми карбонатными осадками, в составе которых преобладают микрофитолиитовые образования. В игниканское время регрессия моря завершается отложением самостоятельной мощной толщей фитолиито-обломочных карбонатных пород, среди компонентов которых преобладают аллотигенные обломки, образовавшиеся от разрушения



карбонатных берегов континента и островов. Эта толща образовалась, по-видимому, в прибрежно-морской (приливно-отливной или лагунной) части моря.

Соленость вод лахандинского эпиплатформенного водоема, судя по поведению коэффициента $V:Ca$, была ниже, чем в ципандинском бассейне, но выше, чем в малгинском (табл. 11). Это отразилось на химическом составе карбонатных осадков, в которых соотношение известняков и доломитов составляет примерно 4:3. Соленость вод лахандинского моря была наиболее благоприятна для развития водорослевых организмов.

В эпигеосинклинальной области лахандинского моря, отложения которого изучены на восточном крыле Горностахской антиклинали, при общем качественном сходстве осадков с платформенными наблюдается изменение в их количественных соотношениях.

Эти изменения касаются, главным образом, химически осажденных карбонатов и аргиллитов. Доля аргиллитов в разрезе падает вдвое (с 30 до 15%), доля химически осажденных карбонатов увеличивается с 5 до 30%. Распространение же строматолитовых и обломочно-фитолитовых карбонатных пород уменьшается по сравнению с платформенным лишь на немного (5—10%). Эти изменения свидетельствуют о большей

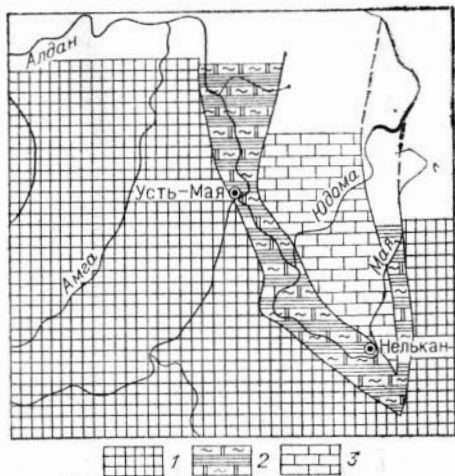


Рис. 24. Схема литолого-фациальных типов осадков кумахинской подсвиты.

1 — область размыва, 2 — прибрежно-морские нестроцветные железисто-глинистые осадки с линзовидно-пластовыми телами строматолитовых доломитов (до 50%), 3 — темно-серые известковые осадки отдаленного моря. Южнее устья р. Юдомы — по С. В. Нужнову (1967).

Рис. 23. Схема сопоставления разрезов лахандинской свиты и ее стратиграфических аналогов.

I — р. Мая, между реками Талая и М. Кандык (Ярмолюк, 1946; Давыдов, 1968); II — р. Мая, вблизи устья Игникан (Нужнов, 1967; Давыдов, 1968); III — р. Юдома, нижн. течение (Данилович и др., 1967); IV — басс. р. Хамна (Самозванцев и др., 1960); V — р. Аллах-Юнь, устье р. Сахары (Башарин, 1963); VI — р. Чагда (Башарин, 1963); VII — р. Аллах-Юнь, устье р. Бам (Иванов и др., 1964); VIII — реки Лев. и Пр. Чухной (Ян-Жин-Шин, 1962); IX — р. Белая (Давыдов, 1968—1969).

1 — обломочно-хемогенные известняки, 2 — обломочно-хемогенные доломиты, 3 — брекчиевидные известняки, 4 — строматолитовые известняки и доломиты, 5 — битуминозные известняки, 6 — обломочно-фитолитовые и обломочные известняки и доломиты, 7 — оолитовые известняки и доломиты, 8 — обломочно-фитолитовые и обломочные известняки и доломиты с глауконитом, 9 — аргиллиты с железистыми конкрециями и стяжениями, 10 — алевролиты, 11 — косая слоистость, 12 — горизонтальная слоистость, 13 — трещины усыхания, 14 — кавернозности.

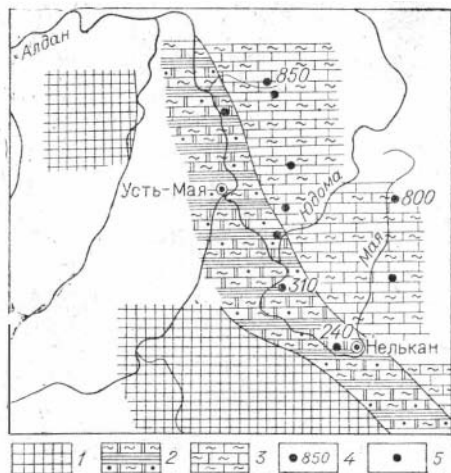


Рис. 25. Схема литолого-фациальных типов осадков нельканской и мильонской подсвиты.

1 — область размыва, 2 — прибрежные мелководные глинистые и строматолитовые известняковые, реже доломитовые осадки с линзами обломочно-фитолитовых карбонатов. 3 — мелководные строматолитовые и обломочно-хемогенные известняковые осадки отдаленного моря с подчиненными пластинами глинистых отложений, 4 — места описаний разрезов с указанием южной мощности, 5 — места описаний разрезов лахандинской свиты без выделения подсвит.

тела различной мощности и протяженности, а также единичные формы строматолитов среди обломочно-фитолитовых осадков, то в платформенной области моря, кроме указанных типов, отмечены своеобразные крупные столбообразные биогермы с высотой столбов в 5—20 м и диаметром в 5—25 м. Промежутки между столбами заполнены обломочно-фитолитовыми карбонатными осадками. При жизни строматолитовые столбы, по-видимому, выступали над водной поверхностью, образуя рифы на мелководье.

Особо следует остановиться на условиях формирования кумахинской подсвиты и ее геосинклинального аналога (вильская свита). Своеобразие нижней аргиллитовой пачки лахандинской свиты — ее высокая ожелезненность и бокситоподобный облик аргиллитов — давно привлекали внимание исследователей. Так, Ю. К. Горецкий (1958), высоко оценивший перспективы рифейских отложений в зоне окаймления Сибирской платформы для нахождения бокситовых месторождений, еще в 1953 г. отмечал широкое распространение в бассейнах рек Мая и Учур бокситоподобных пород. Н. М. Страхов (1960) относит их к продуктам незавершенной стадии бокситорудного процесса.

удаленности областей сноса (берегов континента) и незначительных изменениях в глубинах бассейна. На это же указывает отсутствие аллотигенных обломков среди обломочно-фитолитовых карбонатных отложений в верхах свиты.

Меньшее содержание доломитов в геосинклинальном разрезе (20% против 30%) должно указывать на небольшие изменения геохимических параметров вод в сторону уменьшения солености.

Представляют интерес наблюдения над типами строматолитовых построек в различных областях лахандинского палеобассейна. Если в геосинклинальном разрезе наблюдаются 3 типа строматолитовых построек: пластовые и линзовидные

Изучение химического и минерального состава глинистых пород кумахинской подсвиты показало наивысшие для осадков среднего — верхнего рифея содержания в них Al_2O_3 , TiO_2 и Fe_2O_3 и низшие значения SiO_2 и Na_2O , наличие в них свободного глинозема, а также преобладание в составе глинистых минералов каолинита над гидрослюдой, что также не характерно для других горизонтов рифея (табл. 11). Эти признаки указывают на интенсивность химического выветривания на континенте и позволяют отнести железисто-глинистые породы кумахинской подсвиты к переотложенным продуктам коры выветривания (Акульшина, Давыдов, 1973).

Это подтверждается обнаружением в Ингилийском районе (бассейн р. Мая) бокситоносной коры выветривания (Каминский, Потапов, 1968).

С. В. Нужнов (1967), основываясь на своеобразии перехода доломитов ципандинской свиты в железисто-глинистые породы лахандинской свиты, предполагает существование в платформенной области скрытого перерыва между этими свитами. По-видимому, именно в этот отрезок времени формировалась кора выветривания, продукты которой в дальнейшем были размыты и переотложены.

В геосинклинальной области (р. Белая) указанные закономерности в химическом и минералогическом составе глинистых пород в стратиграфическом аналоге кумахинской подсвиты (вильская свита) сохраняются, что свидетельствует об отложении продуктов коры выветривания и в этой части лахандинского морского бассейна. Обнаружение проявлений высокоглиноземистых бокситов в синхронных отложениях на западном крыле Горностахской антиклинали (Мишин, 1974) указывает на высокую перспективность этого уровня химического выветривания для поисков бокситов.

Факт обнаружения продуктов высокозрелой коры выветри-

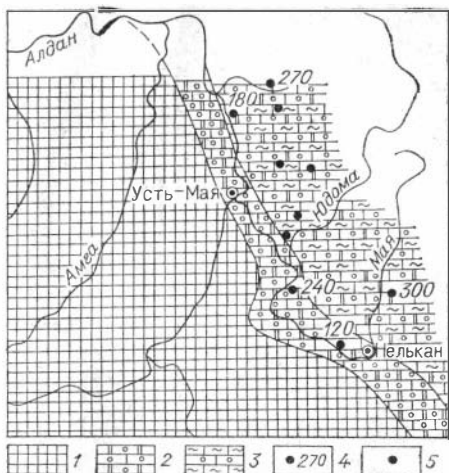


Рис. 26. Схема литолого-фациальных типов осадков игнаниканской подсвиты.

1 — область размыва, 2 — известняковые и доломитовые песчаные осадки с микрофитолитами, глауконитом и линзами строматолитов прибрежно-морской (приливо-отливной, лагунной) зоны, 3 — строматолитовые и фитолито-обломочные доломитовые известняки мелководного моря, 4 — места описаний разрезов с указанием полной мощности, 5 — места описаний разрезов лахандинской свиты без выделения подсвит.

Химический и минеральный состав глинистого вещества в породах средне-го — верхнего рифея различных структурно-тектонических зон

Окисел	Восточный склон Алданского щита (р. Мая)				Юдомо-Майский многоэпиклиналиный прогиб (р. Белая)			
	омнинская	малгинская	ципандинская	лахандинская	бикская, мус-кельская	дугинская	фирская	вильская, сэтму-ьяльская, гренс-кая
SiO ₂	43,00—70,00*	50,00—78,00	42,00—69,00	26,50—59,00	44,00—63,00	53,00—58,00	58,50	42,50—59,50
	62,00	63,00	53,10	48,90	51,50	55,50		50,70
Al ₂ O ₃	11,10—20,50	4,60—22,00	13,40—23,00	16,00—29,50	11,90—25,46	24,80—25,40	25,60	17,20—30,40
	15,08	15,90	18,20	23,70	18,70	25,10		26,10
TiO ₂	0,12—1,02	0,48—1,40	0,80—1,18	0,65—1,83	0,40—7,30	2,20—2,68	1,24	0,55—10,40
	0,62	0,78	0,96	1,17	2,65	2,44		2,70
K ₂ O	0,18—4,66	0,29—7,48	6,18—7,48	2,16—6,13	0,47—6,13	5,64—6,36	6,39	4,20—7,34
	2,70	4,54	6,29	4,81	4,31	6,00		5,68
Na ₂ O	0,04—2,34	0,13—0,78	0,15—0,25	0,04—0,51	0,36—3,37	0,39—0,55	0,39	0,19—0,96
	0,55	0,29	0,20	0,14	1,43	0,47		0,54
Fe ₂ O ₃	5,20—31,50	2,60—49,25	1,80—7,15	1,10—42,51	4,55—24,90	2,56—4,50	1,13	4,05—10,10
	12,67	8,09	5,95	7,98	10,50	3,53		6,39
MgO	5,10—1,63	1,40—4,80	1,60—2,43	0,70—2,35	2,20—9,60	4,00—4,20	1,83	2,10—8,20
	2,46	2,57	2,08	1,68	4,40	4,10		3,81
CaO	0,01—0,40	0,01—0,70	0,01—0,40	0,01—1,10	0,15—0,78	0,50—0,77	0,21	0,30—6,61
	0,16	0,21	0,36	0,33	0,39	0,63		1,03
Глинистые ми-нералы		Гидрослюда, хлорит	Гидрослюда	Каолинит, гидрослюда			Гидрослюда, хлорит	Гидрослюда, као-линит, хлорит
Количество ана-лизав	12	37	9	35	12	2	1	9

* Числитель — пределы колебаний процентного содержания окислов, знаменатель — среднее содержание окислов.

вания интересен с точки зрения палеоклиматических реконструкций, важных для познания условий карбонатоосаждения. Он указывает на влажный теплый или жаркий климат, существовавший на рассматриваемой территории в конце ципандинского и начале лахандинского времени. Следовательно, осаждение, по крайней мере позднеципандинских и раннелахандинских доломитов, происходило в климатических обстановках, существенно отличных от аридных. Это подтверждает гипотезу Н. М. Страхова о широком распространении доломитообразования в протерозое не только в аридных, но и в гумидных зонах.

АНАЛИЗ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Приуроченность изученных разрезов к территориям с различной историей тектонической жизни не могло не сказаться на вторичных преобразованиях вещественного состава и структурно-текстурных особенностях карбонатных пород. Из главы II видно, что основными постседиментационными процессами и в платформенной и в геосинклинальной области были перекристаллизация карбонатов, вторичная доломитизация, диагенетическое окремнение и эпигенетическое трещинообразование. Рассмотрим различия в характере этих процессов в той и другой области.

Перекристаллизация. При сравнении карбонатных пород геосинклинальной и платформенной областей намечаются две тенденции в изменении характера перекристаллизации. Во-первых, усиление степени перекристаллизации известняков и доломитов в геосинклинальной области, выражающееся в общем увеличении размеров зерен карбонатных минералов, слагающих породу, независимо от ее генетического типа. Во-вторых, уменьшение разнообразия морфологических типов перекристаллизации в геосинклинальной области, ввиду обеднения остаточных первичных структурно-текстурных особенностей породы, влияющих при незначительной перекристаллизации на разнообразие ее рисунков. Характерно появление тенденции к сплошной перекристаллизации.

Вторичная доломитизация. Наиболее ясно проявляется разница в эпигенетической доломитизации, которая в геосинклинальной области значительно больше, чем в платформенной, и наблюдается главным образом в строматолитовых и обломочно-фитолитовых известняках.

Окремнение. Диагенетическое окремнение, наблюдаемое в незначительных масштабах в платформенных карбонатных породах, почти полностью отсутствует в геосинклинальном разрезе по р. Белой. В Кыллахском разрезе, расположенном

на границе с платформой, диагенетическое окремнение в виде небольших желвачков и неправильных пятен появляется вновь. Указанная закономерность соответствует существующему мнению о тяготении кремнистых осадков к континенту (Страхов, 1963).

Степень постседиментационных изменений карбонатных пород среднего рифея в платформенной области отвечает стадии начального и глубинного эпигенеза. Постседиментационные изменения в геосинклинальной области находятся на стадии глубинного эпигенеза и, возможно, метагенеза. Эти выводы согласуются с данными, полученными на основании рентгеноструктурных исследований степени вторичных изменений гидрослюды, содержащейся в карбонатах.

Изложенные в работе фактические данные и выполненные на их основе построения позволяют сформулировать следующие выводы.

1. Ведущие типы карбонатоосаждения в эпиплатформенных и эпигеосинклинальных бассейнах среднего — верхнего рифея на изученной территории были одинаковыми.

2. Органогенное (водорослевое) и обломочное карбонатоосаждение интенсивно происходило в мелководных бассейнах, в то время как хемогенное карбонатоосаждение тяготело к относительно глубоководным морям и участкам морей.

3. Ведущим карбонатным процессом в морях среднего — верхнего рифея следует признать осаждение карбонатов кальция.

4. Доломитообразование в этих морях играло большую роль, а на отдельных этапах времени оно являлось главным карбонатным процессом и в эпиплатформенной и в эпигеосинклинальной области.

5. Наряду с химическими процессами большое участие в осаждении доломита принимали водоросли. На отдельных этапах водорослевое доломитоосаждение было единственным доломитообразующим процессом.

6. Среднерифейские строматолиты и, по-видимому, микрофитолиты плохо переносили опреснение морских вод.

7. Хемогенное доломитоосаждение мало зависело от глубины бассейна и отдаленности берегов, но все же заметна тенденция этого процесса к прибрежным зонам и эпиплатформенным участкам моря.

8. Процессы карбонатоосаждения, и в том числе доломитоосаждения, на рассматриваемой территории происходили в

условиях гумидного и на отдельных отрезках времени, возможно, семиаридного климата.

9. Интенсивность химического выветривания на континенте увеличивалась от малгинского до лахандинского времени. Максимальной зрелости продукты выветривания достигли в кумахинское время; аргиллиты кумахинской свиты являются переотложенными продуктами предлахандинской коры выветривания. Этот уровень является перспективным для поисков бокситов.

10. Вторичные изменения в платформенной области отвечают зонам начального и глубинного эпигенеза, в геосинклинальной — зонам глубинного эпигенеза и метагенеза.

Акульшина Е. П. Глинистые минералы и их эволюция в истории земной коры (на примере Сибирской платформы, ее обрамления и Западно-Сибирской плиты). Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1973, с. 59.

Акульшина Е. П., Давыдов Ю. В. Корреляция рифейских отложений Юдомо-Майского и Учуро-Майского районов по составу глинистой фракции.— В кн.: Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 62—65.

Акульшина Е. П., Давыдов Ю. В., Писарев В. Л., Писарева Г. М. Литолого-геохимические особенности и условия формирования среднерифейской карбонатной толщи Майской впадины.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Сибирской платформы. Новосибирск, 1969, с. 67—71. (Тр. СНИИГГиМСа, вып. 98).

Акульшина Е. П., Давыдов Ю. В. Верхнепротерозойские коры выветривания восточного обрамления Алданского щита и перспективы их бокситоносности.— В кн.: Новости геологии Якутии. Вып. 3. Якутск, 1973, с. 90—94.

Алекин О. А. Химия океана. Л., Гидрометиздат, 1966, с. 248.

Алекин О. А., Ляхин Ю. И. К вопросу о причинах пересыщения морской воды карбонатом кальция.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 178, № 1, с. 191—194.

Алекин О. А., Моричева Н. П. Стабильность карбонатной системы в природных водах.— В кн.: Труды Всес. гидролог. съезда. Т. 10. Л., 1959, с. 40—44.

Алекин О. А., Моричева Н. П. К вопросу о насыщенности воды Черного моря карбонатом кальция.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 167, № 2, с. 423—425.

Башарин А. К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М., «Наука», 1967, с. 203.

Белобородова Г. В., Давыдов Ю. В., Казанский Ю. П. и др. О возможности химического осаждения доломита из морских вод рифейской эры.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1972, № 4, с. 152—155.

Безр А. А. Юдомо-Майский прогиб и его восточное обрамление в верхнем протерозое и нижнем палеозое.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 4, с. 71—84.

Биссел Г. Д., Чилингар Д. В. Классификация осадочных карбонатных пород.— В кн.: Карбонатные породы. Т. 1. М., «Мир», 1970, с. 87—164.

Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. М., «Наука», 1962, с. 542. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 59).

Валяшко М. Г. Экспериментальные исследования процессов метаморфизации. Определение основных понятий и выбор методики исследования.— В кн.: Соляные озера, методы их изучения и пути использования. Л., 1952, с. 93—117. (Тр. ВНИИГаллургии, вып. 23).

Ван Хутен Ф. Б. Некоторые нерешенные проблемы генезиса красноцветов.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968, с. 421—434.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океанов. М., «Наука», 1967, с. 215.

Виноградов В. И., Иванов И. Б., Лацарев Н. А., Перцев Н. Н., Шанин Л. Л. О возрасте кислородной атмосферы Земли.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 5, с. 1144—1148.

Вишняков С. Г. Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почв.— В кн.: Карбонатные породы Ленинградской области, Северного края и Карельской АССР, вып. 1. М., ОНТИ, 1933.

Вишняков С. Г. Кремнистые образования в карбонатных породах нижнего и среднего карбона северо-западного крыла Подмосковского бассейна.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1953, № 4, с. 80—90.

Вологдин А. Г. О некоторых результатах изучения синийских водорослей и методики исследования.— «Acta paleontol sinica», № 1, 1960, с. 27—39.

Воронихин Н. Н. Растительный мир континентальных водоемов. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1953, с. 411.

Воронов Б. Г., Комар В. А., Семихатов М. А., Шаповалова И. Г. Корреляция разрезов верхнего докембрия Западного Приверхожья и Учуро-Майского района.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 171, № 4, с. 927—930.

Галаховская Т. В. Распределение бора, лития и стронция при метаморфизации морской воды и продуктов ее концентрирования.— «Труды ВНИИГалургии», 1967, вып. 52.

Горецкий Ю. К. Закономерности в размещении бокситовых месторождений и условия их образования.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 93—119.

Горнштейн Д. К. Тектоническое развитие и перспективы нефтегазоносности Алданской антеклизы. М., «Наука», 1965, с. 115.

Григорьев В. Н., Семихатов М. А., Серебряков С. Н. О происхождении доломитов юдомского комплекса Средней Сибири.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 183, № 2, с. 429—432.

Гусев Г. С. Тектоническое районирование восточного обрамления Алданской антеклизы.— В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск, 1968, с. 41—49.

Давиташвили Л. Ш. Краткий курс палеонтологии. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 544.

Давыдов Ю. В. О разработке рациональной терминологии обломочных карбонатных пород.— В кн.: Материалы к конференции молодых ученых и аспирантов Института геологии и геофизики СО АН СССР. Новосибирск, «Наука», 1968, с. 16—18.

Давыдов Ю. В. О некоторых разновидностях карбонатных пород лахандинской свиты бассейна р. Май.— В кн.: Литология и геохимия верхнего докембрия Сибири. Новосибирск, «Наука», 1970, с. 44—52.

Давыдов Ю. В., Королюк В. Н., Ушакова А. И. О роли водорослей в образовании карбонатных пород (на примере рифея Восточной Сибири).— В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений. Тезисы докладов. Ленинград — Таллин, 1973, с. 19—20.

Дегенс Э. Геохимия осадочных образований. М., «Мир», 1967, с. 299.

Журавлева З. А. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. М., «Наука», 1964, с. 75. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 114).

Заварицкий А. Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. М.—Л., Гостехиздат, 1932, с. 78.

Зарицкий П. В. Кремнистые конкреции в известняках угленосных отложений Донбасса и их генезис.— «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 4, с. 130—134.

Казakov А. В. Система карбонатных равновесий (доломит, магнезит).— В кн.: Минералогические и физико-химические исследования некоторых осадочных пород и полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 13—58. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 152).

Казанский Ю. П. Состав и происхождение известняков дашкинской свиты (Енисейский край).— «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 3, с. 114—121.

Казанский Ю. П., Акулишина Е. П., Гелецян Г. Г., Давыдов Ю. В., Ивановская А. В., Катаева В. Н. Особенности осадконакопления в рифее на Сибирской платформе.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Сибирской платформы. Новосибирск, 1969, с. 58—62. (Тр. СНИИГГиМС, вып. 98).

Казанский Ю. П., Катаева В. Н., Шугурова Н. А. Опыт изучения состава газовой и жидкой фаз включений как реликтов древних атмосфер и гидросфер.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 11, с. 39—43.

Казанский Ю. П., Катаева В. Н., Мандрикова Н. Т. Результаты синтеза карбонатов из углекисло-хлоридных растворов и их геологическое значение.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 8, с. 123—126.

Каледа Г. А., Моралев В. М., Воронов В. М., Рац М. А. К вопросу о влиянии примесей на перекристаллизацию карбонатных пород.— «Труды Москов. геол.-разв. ин-та», 1958, т. 33, с. 149—158.

Каледа Г. А., Калистова Е. А. Перекристаллизация карбонатных пород палеозоя Русской платформы.— «Литология и полезные ископаемые», 1970, № 6, с. 50—62.

Калиненко В. О. Геохимическая деятельность бактериальной колонии.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1952, № 1, с. 145—150.

Каминский Ф. П., Потапов С. В. Кимберлитовые тела Ингилийского района (Восточная окраина Алданского щита).— «Геол. и геофиз.», 1968, № 11, с. 30—36.

Карта тектоники докембрия континентов в масштабе 1 : 15 000 000. Объяснительная записка. Новосибирск, 1972, с. 92. (Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 152).

Келлер Б. М., Королев В. Г., Семихатов М. А., Чумаков Н. М. Основные черты палеогеографии позднего протерозоя СССР. Л., «Наука», 1968, с. 82—94.

Кейт М. Л., Дегенс Э. Т. Геологические индикаторы морских и пресноводных осадков.— В кн.: Геохимические исследования. М., ИЛ, 1961, с. 56—84.

Комар В. А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М., «Наука», 1966, с. 122 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 154).

Комар В. А., Воронов Б. Г., Семихатов М. А., Серебряков С. Н. Новые данные о строении Кыллахской гряды (Западное Приверхоянье).— «Докл. АН СССР», 1968, т. 183, № 3, с. 644—667.

Комар В. А., Раабен М. Е., Семихатов М. А. Конфитоны рифея СССР и их стратиграфическое значение. М., «Наука», 1965, с. 72. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 131).

Комар В. А., Семихатов М. А., Серебряков С. Н., Воронов Б. Г. Новые данные по стратиграфии и истории развития рифея Юго-Восточной Сибири и Северо-Востока СССР.— «Сов. геология», 1970, № 3, с. 37—53.

Кордэ К. Б. Кембрийские водоросли из окрестностей сел. Богучаны на р. Ангаре.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 531—555.

Королук И. К. Строматолиты верхнего докембрия.— В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., 1963, с. 479—497.

Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Структуры ограничений древних платформ.— «Геол. и геофиз.», 1961, № 10, с. 42—49.

Крылов И. Н. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. М., «Наука», 1963, с. 133 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 69).

Лисицин А. П. Распространение остатков карбонатных микроорганизмов во взвеси и в донных осадках.— В кн.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М., «Наука», 1969, с. 241—267.

Лотце Р. Распространение эвапоритов в пространстве и времени.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968, с. 321—335.

Ляхин Ю. И., Кондратьев В. В. Состав карбонатного осадка, выделенного из океанской воды.— «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 2, с. 140—141.

Маслов В. П. Карбонатные проблематики округлой формы.— В кн.: Труды Ин-та геол. наук АН СССР. Серия геол., 1955, вып. 155 (№ 66), с. 155—164.

Маслов В. П. Строматолиты. (Их генезис, метод изучения, связь с фациями и геологическое значение на примере ордовика Сибирской платформы). М., «Наука», 1960, с. 188 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 41).

Маслов В. П. Водоросли и карбонатоосаждение.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1961, № 12, с. 81—86.

Махлаев В. Г. Значение строматолитовых горизонтов для увязки разрезов данково-лебединских слоев и выяснения характера колебательных движений земной коры в данково-лебединское время.— «Труды Криворож. горнорудн. ин-та. Серия геол. и минер.», 1958, вып. 2, с. 78—84.

Мишин В. М. Тектонические закономерности формирования и размещения экзогенных полезных ископаемых восточной части Сибирской платформы и прилегающего складчатого обрамления. Автореф. канд. дисс. Якутск, 1974, с. 21.

Невесский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., «Наука», 1967, с. 255.

Никольская Ю. П., Гордеева Г. И. К вопросу о синтезе доломита.— «Изв. СО АН СССР. Серия хим. наук», 1967, № 12, вып. 5.

Нужнов С. В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М., «Наука», 1967, с. 175.

Нужнов С. В., Шаповалова И. Г. Расчленение якутского комплекса (среднего рифея) по строматолитам в Учуро-Майском районе.— В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск, 1968, с. 90—96.

Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Поздний докембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы.— «Сов. геология», 1959, № 7, с. 21—31.

Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 791.

Пушаровский Ю. М. Приверхоанский прогиб и мезозонды северо-восточной Азии.— В кн.: Тектоника СССР. Т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Равикович А. И. Рифы и роль тектонических движений в их образовании.— «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1960, № 1, с. 47—68.

Рейтлингер Е. А. Атлас микроскопических органических остатков и проблематики древних толщ Сибири. М., «Наука», 1959, с. 62 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 25).

Рифейские отложения Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 208.

Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— «Геохимия», 1969, № 8, с. 715.

Ронов А. Б., Мигидасов А. А. Эволюция химического состава пород шитов и осадочного покрова Русской и Североамериканской платформ.— «Геохимия», 1970, № 4, с. 403—438.

Сапожников Д. Г. Известняково-доломитовый ил озера Балхаш.— «Докл. АН СССР», 1942, т. 36, № 4—5, с. 167—170.

Ставцев А. Л. Новые принципы создания тектонической терминологии (на примере описания структуры юго-восточной части Сибирской платформы для позднего докембрия).— «Сов. геология», 1965, № 4, с. 49—62.

Страхов Н. М. Доломитовые осадки озера Балхаш и их значение для познания процессов доломитообразования.— «Сов. геология», 1945, № 4.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 371 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 124).

Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний).— В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 5—27 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 4).

- Страхов Н. М.** Факты и гипотезы в вопросе об образовании доломитовых пород.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1958, № 6.
- Страхов Н. М.** Основы теории литогенеза. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 212.
- Страхов Н. М.** Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 535.
- Татарский В. Б.** К вопросу о происхождении доломита.— «Зап. Всерос. мнн. об-ва», 1937, т. 66, № 4, с. 677—684.
- Тафт У. Х.** Современные карбонатные осадки.— В кн.: Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация. Т. 1. М., «Мир», 1970, с. 40—54.
- Твенхофел В. Г.** и др. Учение об образовании осадков. М.—Л., ОНТИ, 1936, с. 916.
- Тектоническое строение Якутской АССР.** М., «Наука», 1964, с. 291.
- Теодорович Г. И.** К терминологии карбонатных пород.— «Проблемы сов. геологии», 1935, № 8, с. 636—700.
- Теодорович Г. И.** Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 215.
- Теодорович Г. И.** О генезисе осадочного доломита.— В кн.: Геолого-геохимические исследования нефтегазоносных областей СССР. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 180—208 (Тр. ИГиРГИ АН СССР, т. 1).
- Фридмен Дж. М., Сендерс Дж. И.** Генезис и распространение доломитов.— В кн.: Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация. Т. 1. М., «Мир», 1970, с. 249—319.
- Фэйрбридж Р. В.** Значение известняков и их Ca/Mg отношения для палеоклиматологии.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968, с. 258—308.
- Фэйрбридж Р. В., Чилингар Д. В., Биссел Г. Д.** Введение.— В кн.: Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация. Т. 1. М., «Мир», 1970, с. 15—39.
- Фэйрбридж Р. В.** Карбонатные породы и палеоклиматология в биохимической истории планеты.— В кн.: Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация. Т. 1. М., «Мир», 1970, с. 357—386.
- Харкер Р. М., Таттл О. Ф.** Исследование системы CaO — MgO — CO₂. В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., ИЛ, 1963, с. 148—159.
- Хворова И. В.** Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 180.
- Хуан У.** Петрология. М., «Мир», 1965, с. 574.
- Шаповалова И. Г.** О новой группе строматолитов *Jacutophyton* из верхнего протерозоя восточного склона Алданской антеклизы.— В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск, 1968, с. 97—102.
- Шаповалова И. Г.** Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба. Автореф. канд. дисс. Якутск, 1971, с. 25.
- Швецов М. С.** Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 416.
- Яншин А. Л.** Тектоническое строение Евразии.— «Геотектоника», 1965, № 5, с. 7—36.
- Alderman A. R., Skinner H. C. W.** Dolomite sedimentation in the South East of South Australia.— «Amer. J. Sci.», 1957, v. 225, p. 561—567.
- Baron G.** Sur la synthese de la dolomite, application au phenomene de dolomitisation.— «Rev. Inst. Franc. Petrole. Ann. Combust. Liquides», 1960, v. 15, № 1, p. 3—68.
- Black M.** The Algal sediments of Andros Island, Bahams.— «Philos. Roy Soc.», ser. B. 1933, v. 122, p. 165—192.
- Ginsburg R. N.** Recent stromatolitic sediments from South Florida (Abstr.).— «J. Paleontol.», 1955, № 29, p. 723—724.

Ginsburg R. N. Early diagenesis and lithification of shallow — water carbonate sediments in south Florida.—“Soc. Econ. Paleontol. Min., Spec. Publ.”, 1957, № 5, p. 80—99.

Goldschmidt V. M., Peters C. L. Zur Geochemie des Bors. Teil I und 2.—“Nachr. Akad. Wiss. Math.—phys. Kl.”, Göttingen, 1932, s. 402—407, u. 522—545.

Graf D. L., Goldschmidt J. R. Some hydrothermal syntheses of dolomite and protodolomite.—“J. Geol.”, 1956, № 64, p. 173—186.

Ernst W., Krejci — Graf K., Werner H. Parallelisierung von Leithorizonten in Ruhrkarbon mit Hilfe des Bor — Gehaltes.—“Geochim. et Cosmochim. Acta”, 1958, v. 14, № 3, p. 211—222.

Harder H. Einbau von Bor in detritische Tonminerale.—“Geochim. et Cosmochim. Acta”, 1961, v. 21, p. 284—294.

Heling D. Die Salinitätsfazies von Keupersedimenten auf Grund von Borgehaltbestimmungen.—“Sedimentology”, 1967, v. 8, № 1, p. 63—72.

Kahle Ch. F. Possible roles of clay minerals in the formation of dolomite.—“J. Sediment. Petrol.”, 1965, v. 35, № 2, p. 448.

Miller D. N. Early Diagenetic Dolomite Associated with Salt Extraction Process, Inqua, Bahamas.—“J. Sediment. Petrol.”, 1961, v. 31, p. 473—476.

Monty C. Recent algal stromatolites in the winward lagoon, Andors Island, Bahamas.—“Annales Societe Geologique Belgique”, 1965, v. 88, № 5—6, p. 269—276.

Weaver C. E. Possible uses clay minerals in search for oil.—“Bull. Americ. Assoc. Petrol. Geologists”, 1960, v. 44, № 9, p. 1505—1518.

Wells A. J. Recent dolomite in the Persian Gulf.—“Nature”, 1962, v. 194, p. 274—275.

Sahama Th. G. Spurenelemente der Gesteine im südlichen Finnisch — Lappland.—“Bull. Commiss. geol. Finlande”, 1945, v. 135, p. 39.

Sing J. B. Borgehaltbestimmungen in Knollenmergel — Keuper (Südwestdeutschland).—“Chem. Geol.”, 1966, v. 1, № 3, p. 251—258.

Stadler G. Zusammenhänge zwischen Mineralfacies und Borgehalt.—“Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen”, 1963, № 10, s. 325—326.

**ПРИЛОЖЕНИЕ
МИКРОФОТОГРАФИИ
ШЛИФОВ**

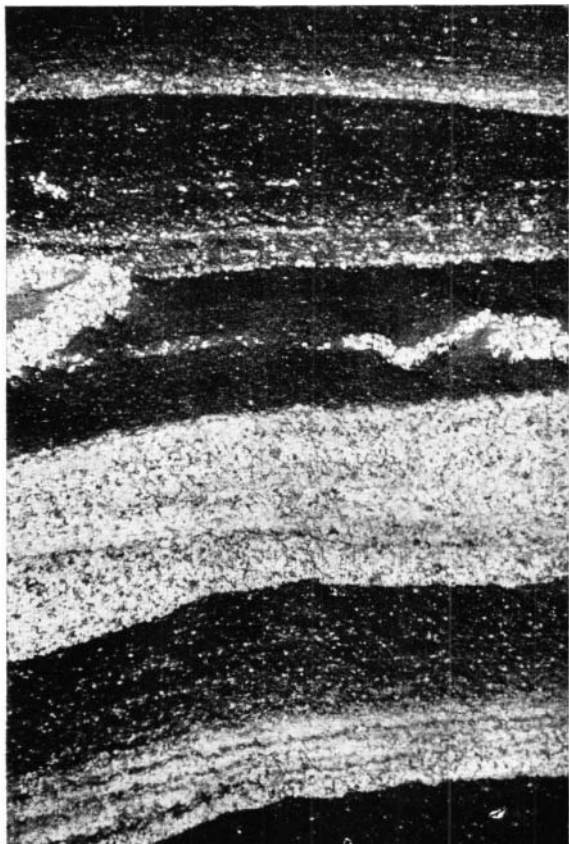


Фото 1. Ритмичное переслаивание аргиллита и кварцевого алевролита. Талынская свита, р. Белая, $\times 12$.
Николи —. Обр. 5026—14.

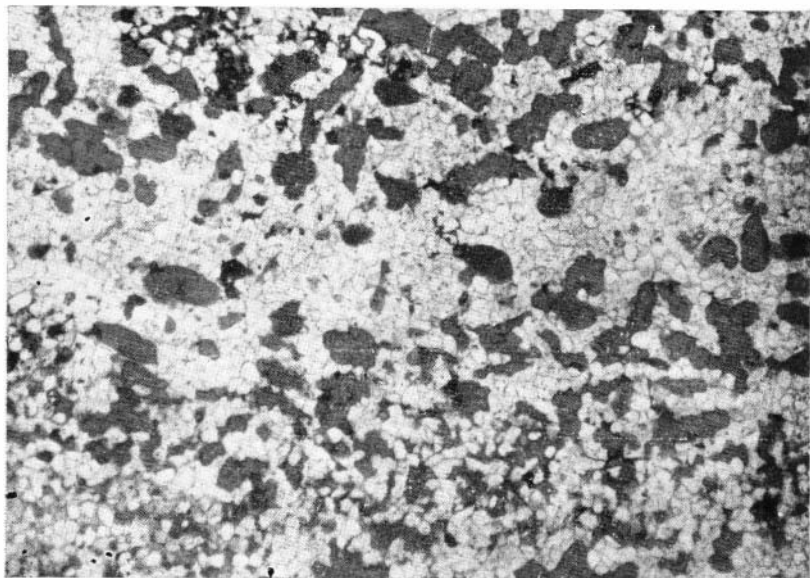


Фото 2. Алевролит мелкозернистый хлорито-кварцевый. Характерна хорошая сортировка кварцевых зерен и повышенное содержание акцессорных минералов (циркон, лейкоксен и железорудные), обогащающих отдельные прослойки (на снимке — непрозрачные). Цемент регенерационный. Талыцкая свита, р. Белая. $\times 100$. Никולי —. Обр. 5026—12.

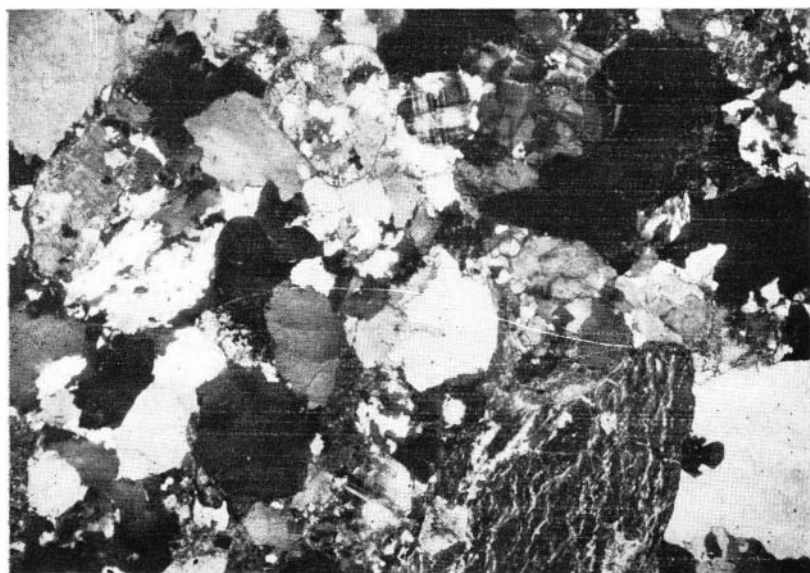


Фото 3. Полевощатово-кварцевый крупнозернистый песчаник с регенерационным цементом. Бикская свита, р. Белая. $\times 12$. Никולי +. Обр. 5025—11—6.

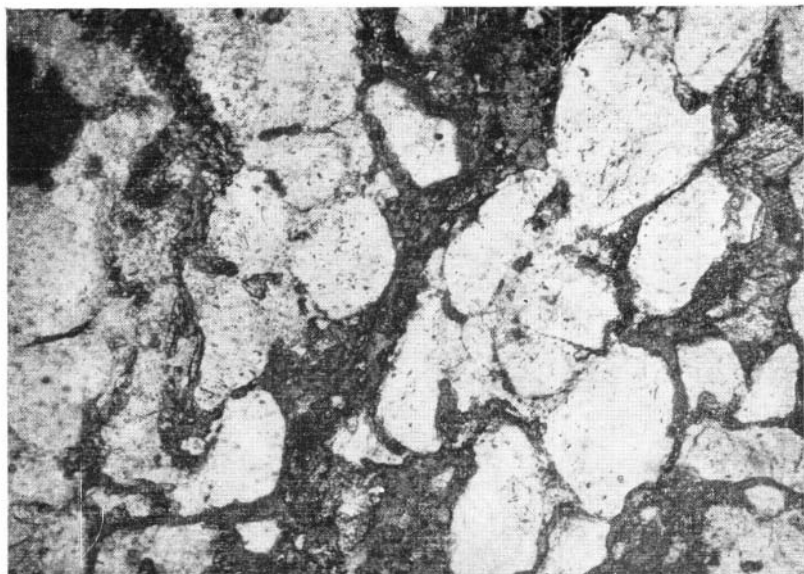


Фото 4. Песчанник кварцевый мелкозернистый с поровым хлоритовым цементом. Бикская свита, р. Белая. $\times 45$. Николи —, Обр. 5023—11.



Фото 5. Алевроитовый аргиллит железистый. Фрагмент микрополидисперсной текстуры. Непрозрачные минералы — обломки железорудных минералов (гематит, магнетит). Прозрачные — главным образом кварц и белая слюда. Бикская свита, р. Белая. $\times 12$. Николи —, Обр. 5025—7.

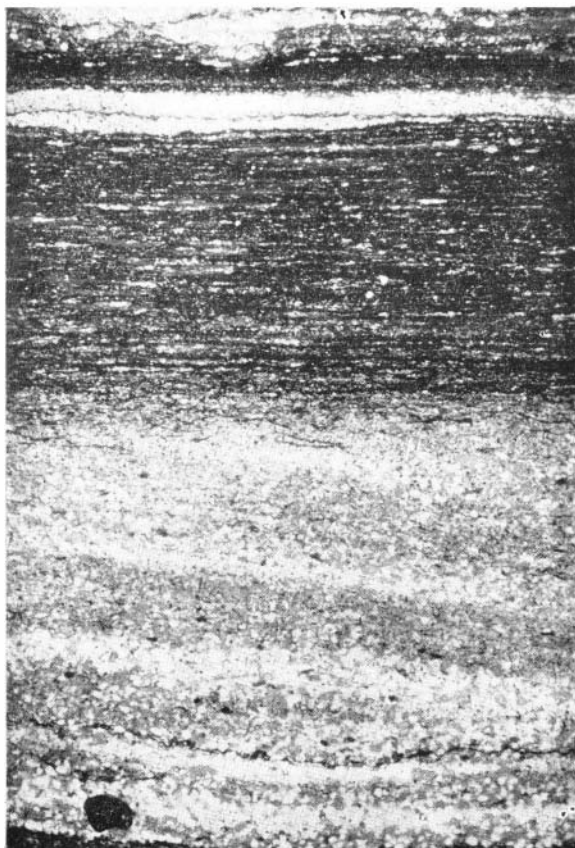


Фото 6. Алевролит слюдисто-хлорито-кварцевый.
Строение микроритма. Бикская свита, р. Белая. $\times 12$.
Николи +. Обр. 5023—12.

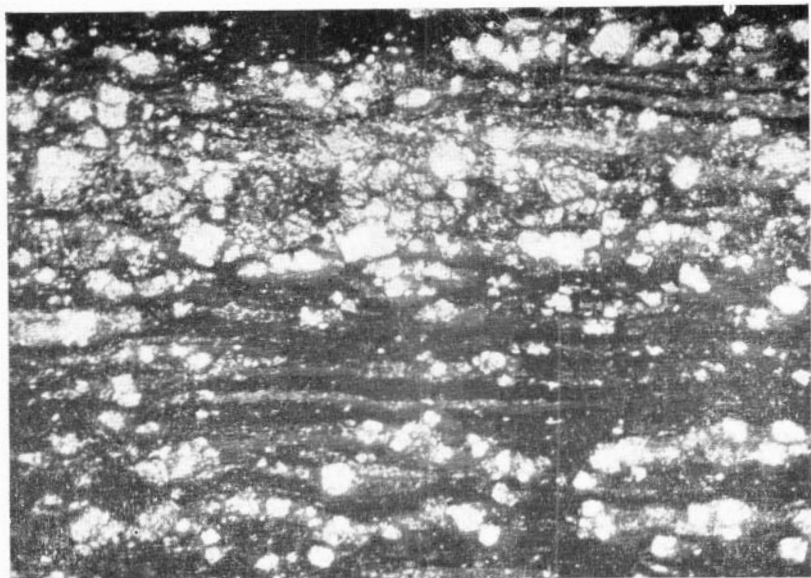


Фото. 7. Битуминозный сланец доломитизированный. Малгинская свита, р. Мая. $\times 100$. Николи —, Обр. 5052—2.

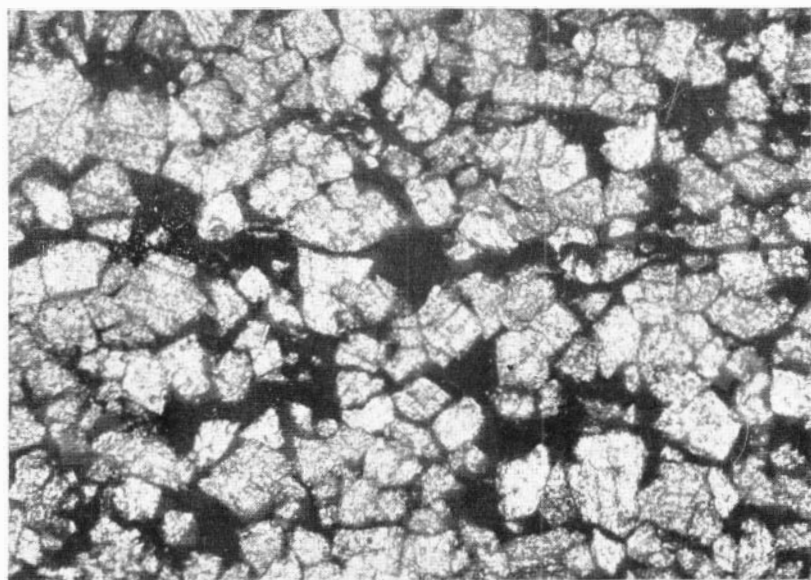


Фото 8. Битуминозный мелкозернистый доломит. Непрозрачное в порах — органическое вещество. Малгинская свита, р. Мая. $\times 100$. Николи —, Обр. 5052—5.

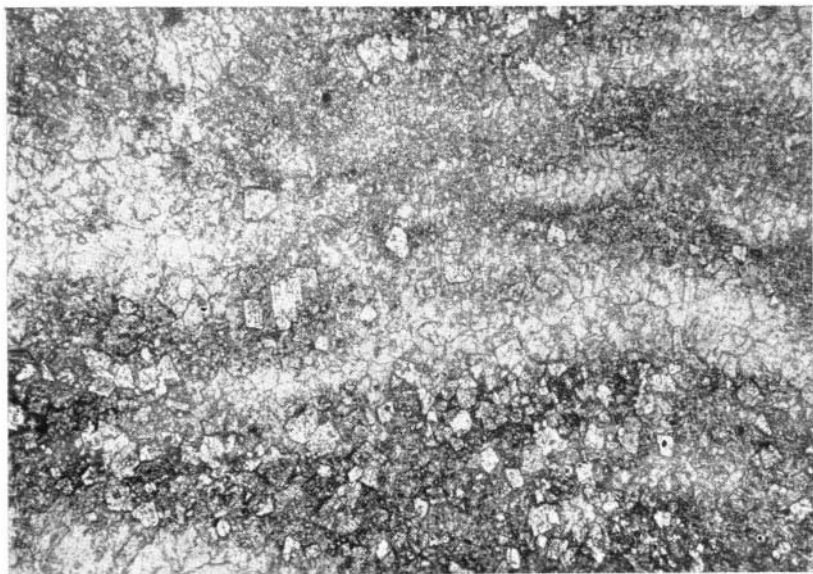


Фото 9. Строматолитовый известняк доломитовый. Характер микротекстуры. Светлые полосы — тонкозернистый кальцит. Темные полосы — пелитоморфный известняк сильно доломитизированный. Доломит образует ромбические формы. Лахандинская свита, р. Мая. $\times 45$. Никколи — Обр. 11—14—44.

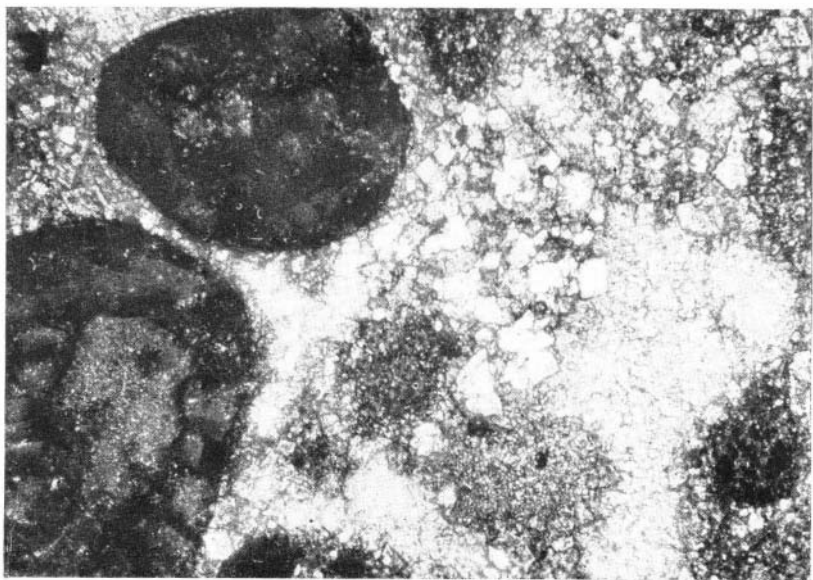


Фото 10. Песчанковидный обломочно-фитолитовый доломитовый известняк. Микрофитолиты с хорошо различной внутренней структурой, состоящие из пелитоморфного доломита и однородные кристаллические агрегатные образования доломита (перекристаллизованные обломки? микрофитолиты?). Микрофитолиты и агрегатные образования соразмерны. Отдельные микрофитолиты имеют кальцитовые ядра. Цемент мелкозернистый кальцитовый порового типа. Лахандишская свита, р. Мая. $\times 45$. Николи — Обр. 5037—5

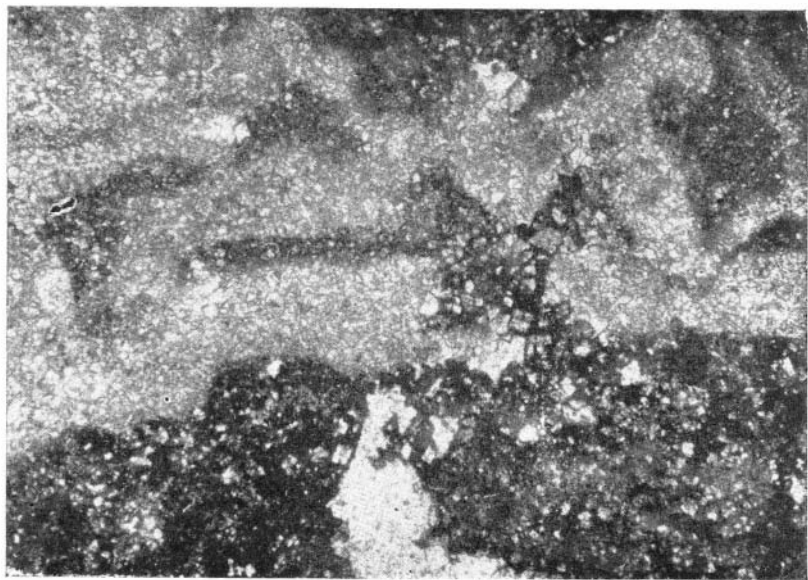


Фото 11. Песчаниковидный обломочно-фитолитовый доломитовый известняк. В верхней и нижней части снимка фрагменты крупных вытянутых микрофитолитовых (?) образований или их обломков. Образования сложены тонкозернистым доломитом и бурым глинисто-органическим веществом. Цемент — базальный тонкозернистый кальцит. Лахандинская свита, р. Мая. $\times 47$. Николи —, Обр. 5355—3.

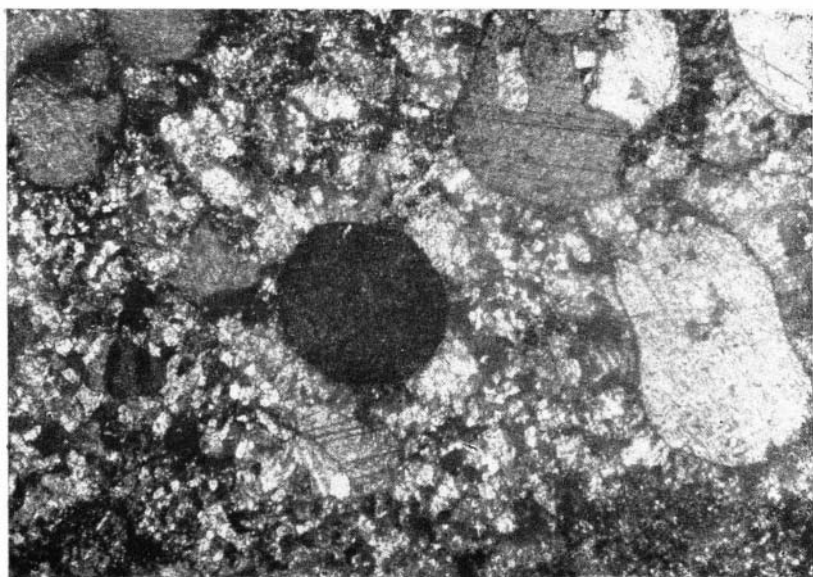


Фото 12. Песчаниковидный фитолито-обломочный известняк. Обломки — крупнозернистый известняк. Обломки окаймляются мелкими ромбическими зёрнами доломита. Цемент — тонкозернистый кальцит. Лахандинская свита, р. Мая. $\times 45$. Николи +, Обр. 5038—2.

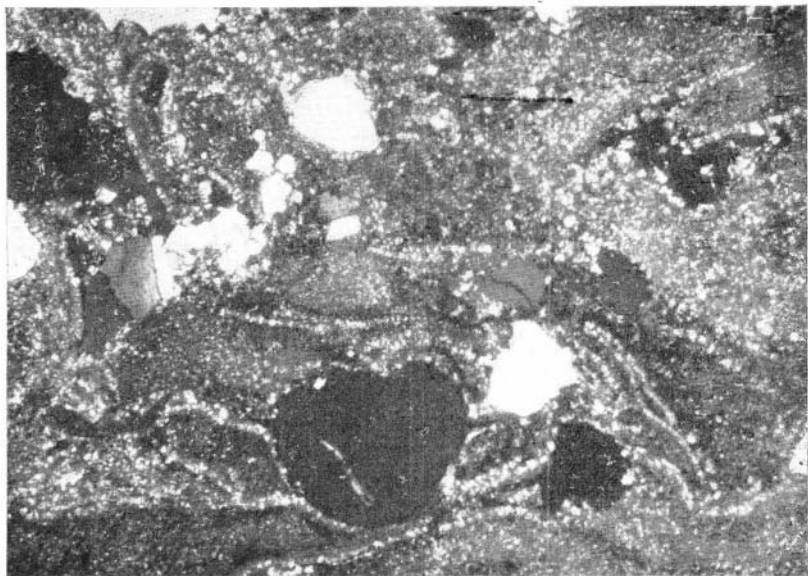


Фото 13. Доломитово-кварцевый среднезернистый песчаник. Обломки, представленные кварцем и тонкокристаллическим доломитом, обрастают концентрическими карбонатными оболочками. На снимке видны обломки (отслоения) этих оболочек. Лахандишская свита, р. Мая. $\times 45$. Николи +. Обр. П-18-3.

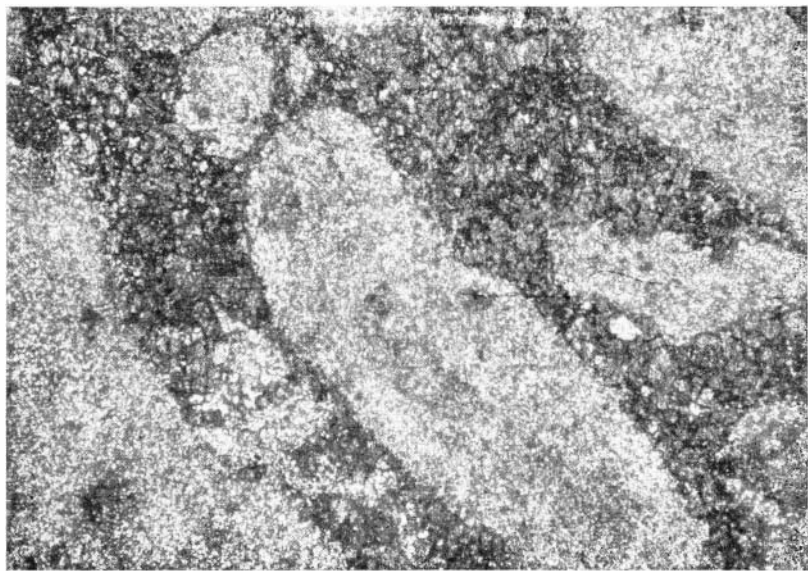


Фото 14. Брeckневидный доломитовый известняк. Плоские слегка окатанные обломки микрозернистого известняка сцементированы тонкозернистым доломитом. Лахандишская свита, р. Мая. $\times 45$. Николи —. Обр. П-17-6.

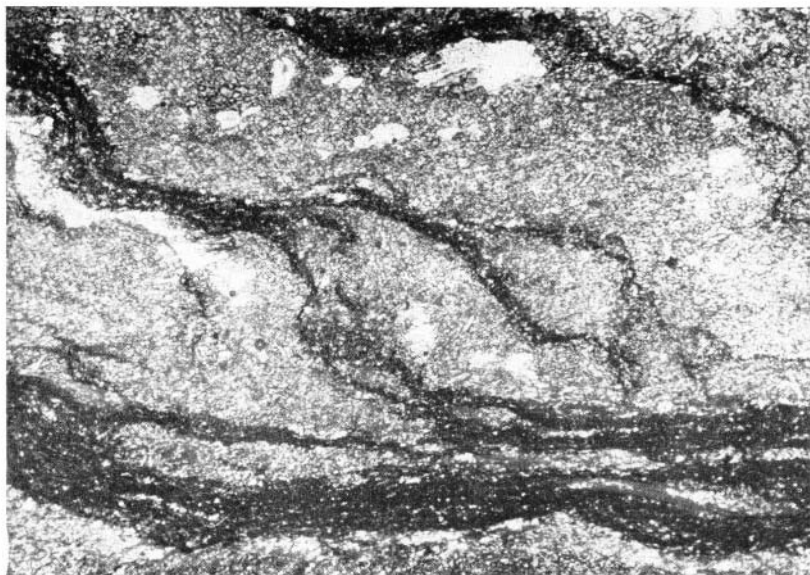


Фото 15. Известняк тонкозернистый глинисто-алевроитовый. Волнистые прослой — глинистое вещество. Неправильные линзы и отдельные светлые зерна — полевошпатово-кварцевый алевроитовый материал. Дугинская свита, р. Белая. $\times 12$. Николи — Обр. 5021—8.

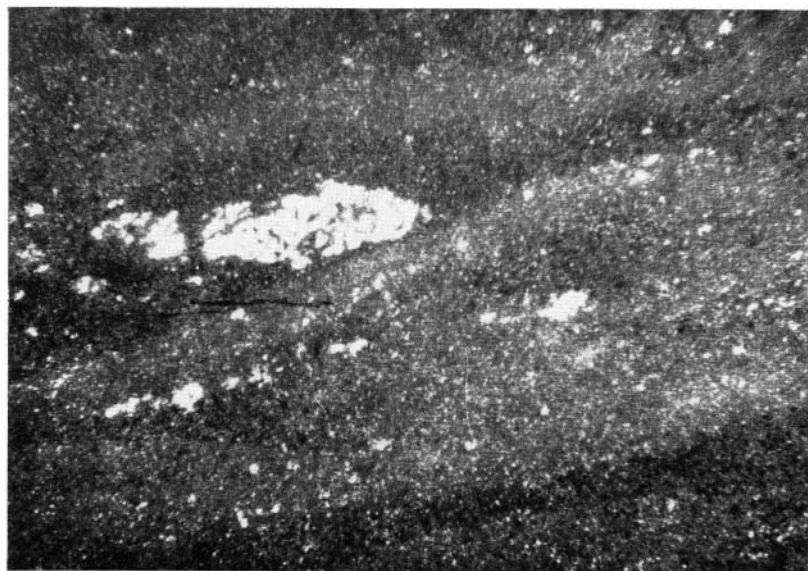


Фото 16. Тонкозернистый доломитистый известняк с примесью алевроитового материала. Доломит и полевошпатово-кварцевый материал — в виде отдельных зерен и линз. Размеры тех и других зерен соразмерны. Дугинская свита, р. Белая. $\times 45$. Николи — Обр. 5020—8.

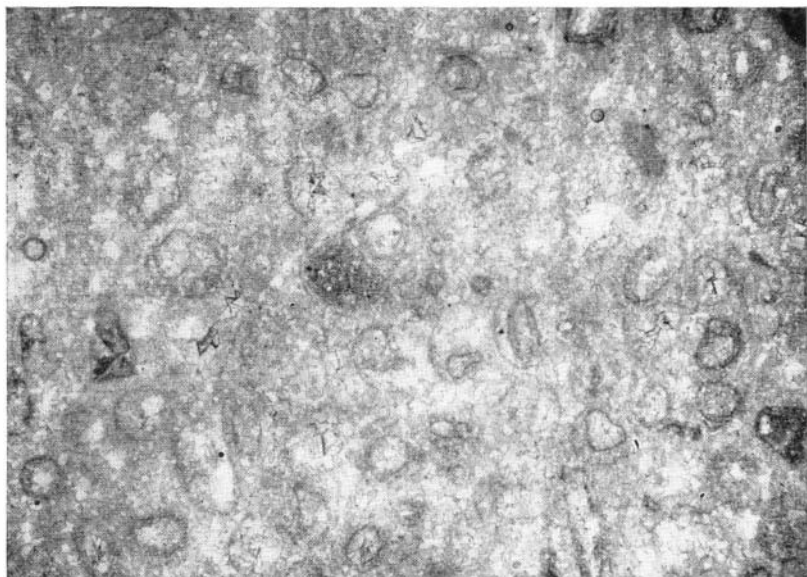


Фото 17. Онколито-обломочный доломит тонко-мелкозернистый. Цемент и большинство онколитов перекристаллизовано. Фирская свита, р. Белая. $\times 12$. Николи —. Обр. 5020—17.



Фото 18. Строматолитовый доломитовый известняк. Характер микротекстуры. Темные прослой и линзы — пелитоморфный доломит. Светлые прослой — тонкозернистый кальцит с мозанчной и крустификационной структурой. Вильская свита, р. Белая. $\times 45$. Николи —. Обр. 5017—4—а.

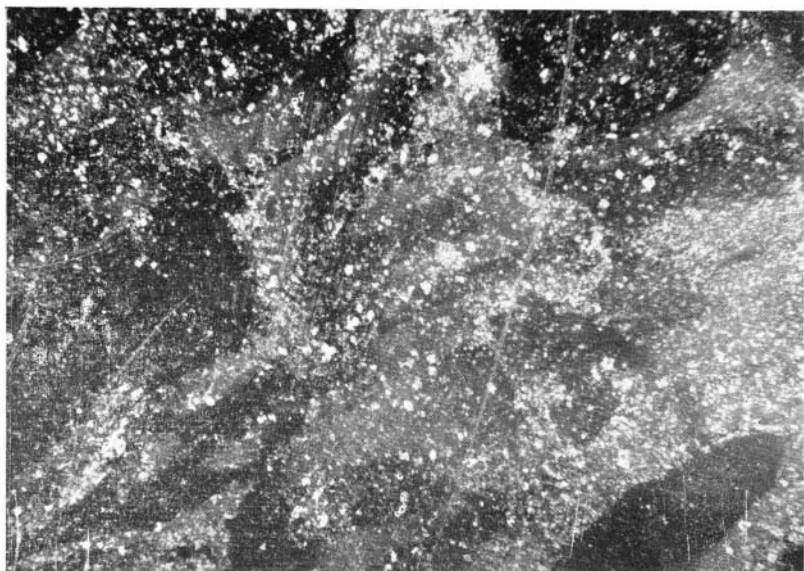


Фото 19. Обломочно-фитолитовый доломитовый известняк. Микрофитолиты и обломки, сложенные микро- и тонкозернистым доломитом, затронуты процессами перекристаллизации. Цемент — тонкозернистый известняк. Гренская свита, р. Белая. $\times 45$. Николы —. Обр. 5011—4.

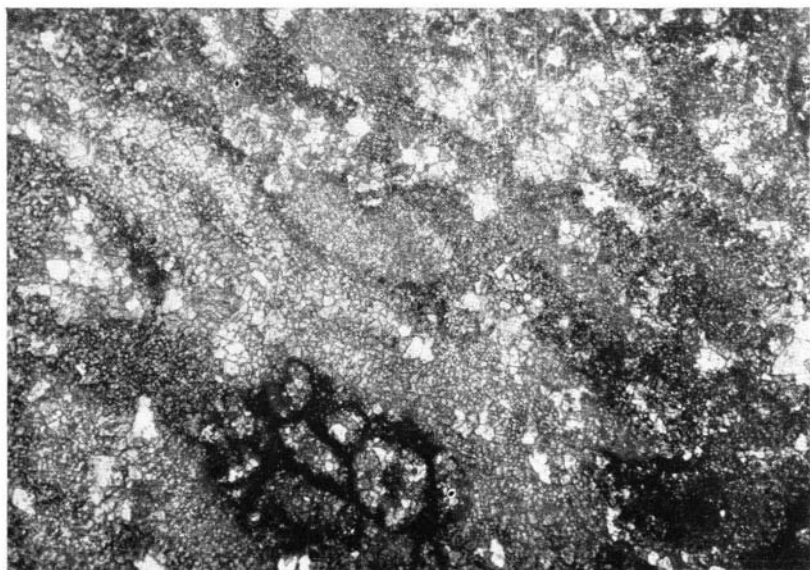


фото 20. Микрозернистый известняк с реликтами перекристаллизованных доломитовых микрофитолитов, из которых некоторые сохранили следы внутреннего строения. Гренская свита, р. Белая. $\times 45$. Николы —. Обр. 5010—5.

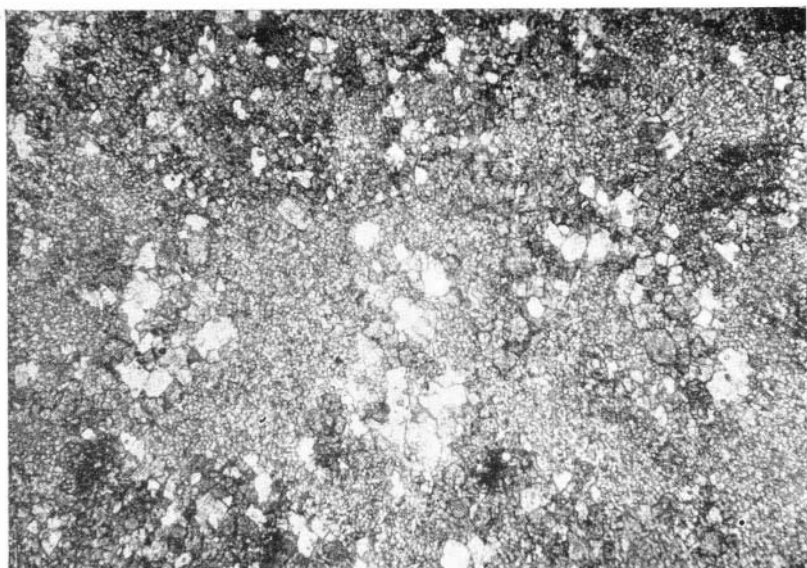


Фото 21. Микрозернистый известняк с агрегатами кристаллического доломита, представляющих собой реликты сильно перекристаллизованных микрофитолитов. Гренская свита, р. Белая. $\times 45$. Николи —. Обр. 5010—6.

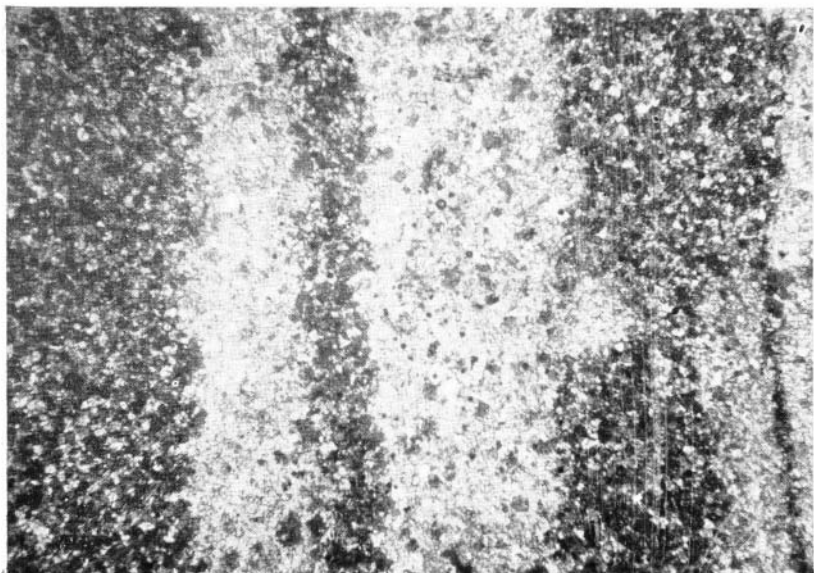


Фото 22. Ритмичное переслаивание тонкозернистого известняка (светлые прослои) и доломита (темные прослои). Сэтмуяльская свита, р. Белая. $\times 45$. Николи —. Обр. 5016-4-а.

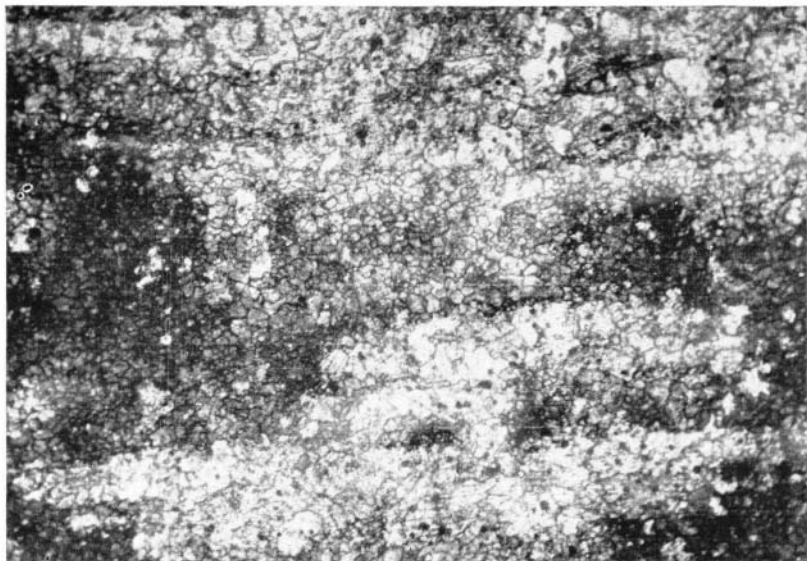


Фото 23. Известняк тонкозернистый. Линзовидно-послойная перекристаллизация. Малгинская свита, р. Мая. $\times 45$. Николн —. Обр. 5052—1.

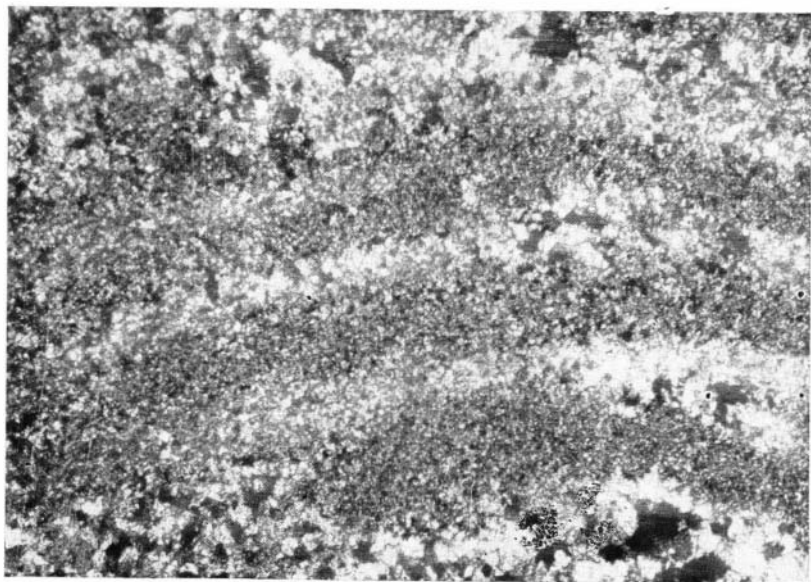


Фото 24. Доломит тонкозернистый. Линзовидно-послойная перекристаллизация. Цшандинская свита, р. Мая. $\times 45$. Николн +. Обр. 5043—2.

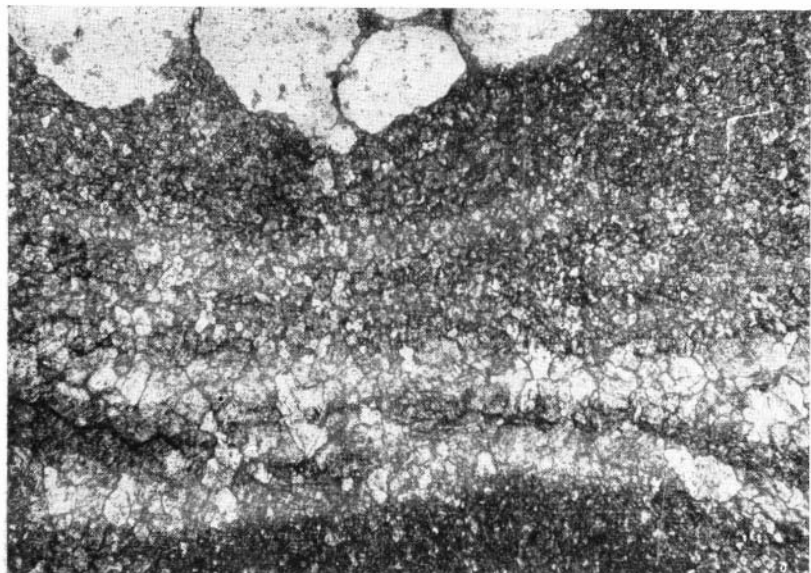


Фото 25. Доломит тонкозернистый послойно перекристаллизованный с желваковидными микростяжениями кремня. Ципадинская свита, р. Мая. $\times 45$. Никולי —. Обр. 5051—2.

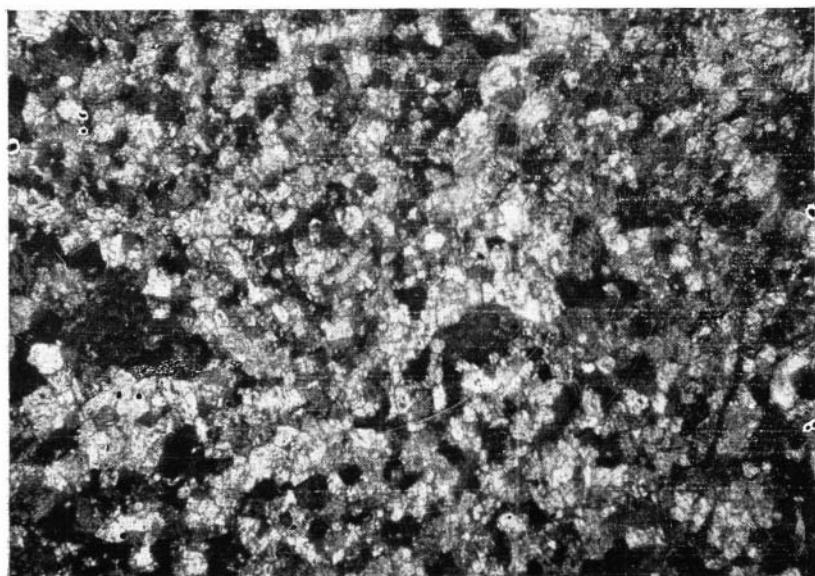


Фото 26. Доломит мелкозернистый массивный. Сплошная перекристаллизация. Ципадинская свита, р. Мая. $\times 45$. Никולי +. Обр. 5051—8.

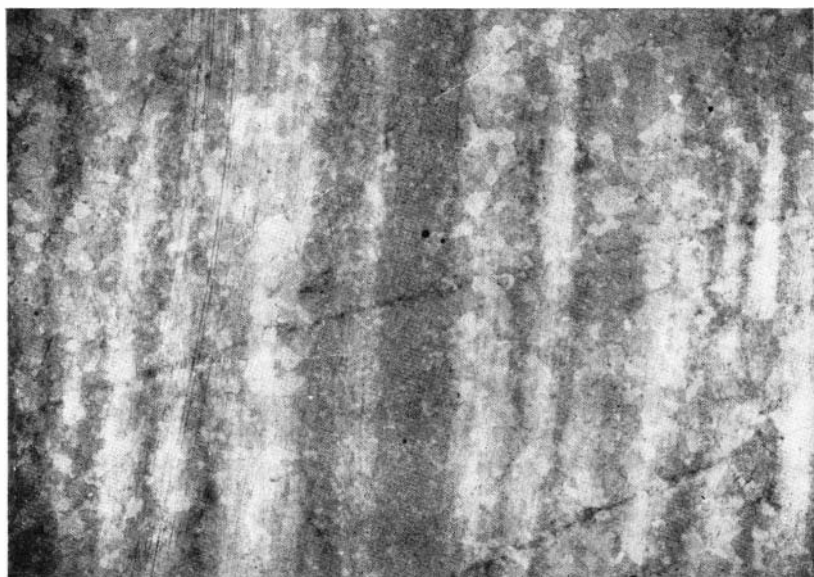


Фото 27. Доломит мелкозернистый. Послойный тип перекристаллизации. Фирская свита, р. Белая. $\times 12$. Николи +. Обр. 5020—21^б.

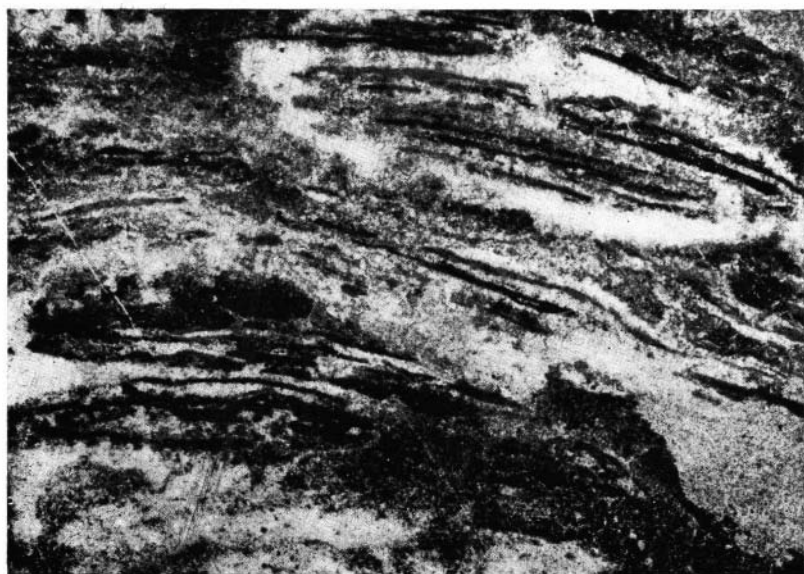


Фото 28. Строматолитовый доломит. Характер микротекстуры. Темные линзы и прослой — пелитоморфный доломит. Светлые компоненты — тонкозернистый доломит с мозаичной и крустификационной структурой. Видны участки перекристаллизации. Фирская свита, р. Белая. $\times 12$. Николи —, Обр. 5018—2—а.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Геологический очерк средне-верхнерифейских отложений юго-востока Сибирской платформы и ее обрамления . . .	4
Глава II. Литологическая характеристика карбонатных пород	10
Классификация карбонатных пород	10
Карбонатные породы платформенной области	14
Карбонатные породы геосинклинальной области	33
Глава III. Постседиментационные преобразования карбонатных пород	42
Платформенная область (р. Мая)	43
Геосинклинальная область (р. Белая)	52
Глава IV. Химия карбонатоосаждения	57
Глава V. Особенности карбонатоосаждения в среднем и верхнем рифее	66
Химическое доломитоосаждение	—
Химическое осаждение карбоната кальция	71
Обломочное карбонатоосаждение	73
Водоросли и карбонатоосаждение	74
Строматолиты и карбонатоосаждение	75
Микрофитолиты и карбонатоосаждение	83
Водоросли и соленость верхнедокембрийских морских вод	85
Глава VI. Анализ условий формирования карбонатных пород в платформенной и геосинклинальной областях	88
Анализ условий накопления карбонатных осадков	—
Анализ постседиментационных изменений карбонатных пород	99
Заключение	101
Литература	102
Приложение. Микрофотографии шлифов	109

Юрий Владимирович Давыдов
РИФЕЙСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
ЮГО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ
(состав и происхождение)

Ответственный редактор
Юрий Петрович Казанский

Редактор **Г. С. Фрадкин**
Художественный редактор **М. Ф. Глазырина**
Художник **Е. Ф. Зайцев**
Технический редактор **Г. Я. Герасимчук**
Корректоры **К. И. Сергеева, Р. К. Червова**

Сдано в набор 14 ноября 1974 г. Подписано к печати 4 августа 1975 г. МН 02233.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 2. 6,75 печ. л., +1,25 на мел. бум.
7,8 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ № 262. Цена 78 коп.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.