

Е. М. ХАБАРОВ



**СРАВНИТЕЛЬНАЯ  
ХАРАКТЕРИСТИКА  
ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ  
РИФОГЕННЫХ  
ФОРМАЦИЙ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ  
Выпуск 618

Е.М. ХАБАРОВ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ  
ХАРАКТЕРИСТИКА  
ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ  
РИФОГЕННЫХ  
ФОРМАЦИЙ

Юг Восточной Сибири,  
Южный Урал и Тиман

Ответственный редактор  
д-р геол.-мин. наук М.А. Жарков



НОВОСИБИРСК  
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1985

Е.М. Хабаров. Сравнительная характеристика позднекембрийских рифогенных формаций (юг Восточной Сибири, Южный Урал и Тиман). - Новосибирск: Наука, 1985.

В монографии рассматриваются состав, строение и пространственное положение позднекембрийских рифогенных формаций, развитых на территории юга Восточной Сибири, Южного Урала и Тимана. Впервые описание такого типа формаций дается на основе изучения внутриформационных таксономических единиц разного ранга. Проводится сравнительный анализ и выясняются палеогеографические условия образования позднекембрийских рифогенных формаций, а также обсуждаются общие вопросы позднекембрийского рифообразования.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, а также специалистов, изучающих рифогенные отложения и занимающихся вопросами формационного анализа.

Рецензенты Е.П. Марков, М.С. Якшин

X  $\frac{1904010000-802}{042(02)-85}$  201-85-II

© Издательство "Наука", 1985 г.

Особенностью рифообразования в позднем докембрии является то, что органогенные постройки создавались древнейшими каркасостроителями — строматолитами, которые возникали в результате жизнедеятельности синезеленых водорослей. Отложения с многочисленными строматолитовыми постройками известны во многих районах Советского Союза, в Китае, Индии, Северной Америке, Африке и других регионах Земли, где установлены выходы докембрия на дневную поверхность. Эти толщи нередко рассматриваются в качестве специфических позднедокембрийских рифогенных (или карбостромовых) формаций. Специфичность позднедокембрийских строматолитовых образований определяется и тем, что на следующих этапах геологической истории строматолиты не создавали мощных сооружений, которые стали формироваться при участии других представителей флоры и фауны.

Позднедокембрийские рифогенные формации в связи с обилием в них строматолитов и микрофитолитов, являющихся основными палеонтологическими объектами в докембрийских отложениях, изучены достаточно подробно. При этом основное внимание уделялось решению палеонтолого-стратиграфических задач. Реже рассматриваются строение формаций как совокупностей закономерно связанных друг с другом парагенезов пород различного ранга, их пространственное положение среди вмещающих осадочных серий и региональные палеотектонические и палеогеографические условия образования. Подобные исследования будут способствовать в какой-то степени выяснению масштабов и специфики позднедокембрийского рифообразования, позволят оценить потенциальные возможности древних рифостроителей, поскольку эти вопросы во многом еще дискуссионные. Так, в последнее время широко распространилось представление о том, что строматолиты в докембрии формировали лишь уплощенные тела типа биостромов и биогермных пластов на огромных площадях эпиконтинентальных бассейнов в пределах развития карбонатных и карбонатно-терригенных отложений; какая-либо линейность в размещении строматолитов отсутствует. Существует и альтернативная точка зрения, согласно которой докембрийские строматолиты могли создавать рифогенные сооружения.

Нам представляется, что при решении этих вопросов сравнительный анализ позволит выявить основные черты сходства и отличия позднедокембрийских рифогенных формаций и подойти к решению вопроса их типизации.

Сравнительный анализ тех или иных геологических объектов даст, вероятно, наиболее весомые результаты в том случае, если они изучены и описаны по единой методике. В соответствии с этим большое внимание автором уделено одному из возможных вариантов изучения и описания формаций, который базируется на основных положениях учения Н.С. Шатского о формациях как парагенезах пород.

В качестве основного объекта исследования выбрана позднедокембрийская ченчинская рифогенная формация Жуинско-Патомского прогиба. Зна-

чительная часть работы посвящена другим конкретным рифогенным формациям (улунтуйской Предбайкальского прогиба, миньярско-укской Южного Урала и низьвенско-быстринской Тимана, Полюдова кряжа и п-ова Канин) и их сравнительному анализу.

В основу работы положены материалы полевых исследований, проведенных автором в течение 1977-1982 гг. За этот период детально изучены практически все разрезы ченчинской рифогенной формации Жуинско-Патомского прогиба, вскрытые в долинах рек Витим, Лена, Бол. Патом, Челончён, Мал. Патом, Жуя, Чара и Джелинда. Улунтуйская рифогенная формация изучалась в долинах рек Куртун, Бугульдейка, Сарма, а также в паях Бол. и Мал. Кадильных. Материалы по миньярско-укской формации Южного Урала получены в результате исследований, проведенных в районе г. Миньяр, вдоль железной дороги между пос. Минка и г. Усть-Катав и у станции Вязовая, а низьвенско-быстринской рифогенной формации Тимана, Полюдова кряжа и п-ова Канин - по рекам Низьве и Колчим.

Помимо собственного материала автором использованы имеющиеся литературные данные.

Автор признателен сотрудникам Института геологии и геофизики СО АН СССР В.В. Благовидову, Т.М. Жарковой, Ю.К. Советову и М.С. Якшину, советами и консультациями которых он неоднократно пользовался при написании этой работы, и особую благодарность выражает научному редактору работы, доктору геолого-минералогических наук М.А. Жаркову.

ЧЕНЧИНСКАЯ РИФОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ

ЖУИНСКО-ПАТОМСКОГО ПРОГИБА

Позднедокембрийская ченчинская рифогенная формация прослеживается более чем на 600 км от р. Чаи до р. Чары и входит в состав патомского комплекса Жуинско-Патомского прогиба. Она выделяется в объеме ченчинской свиты и верхней карбонатной подсвиты торгинской свиты бассейна р. Чары. Обнаженность формации достаточно полная, что позволяет рассматривать ее в качестве хорошего объекта исследования для постановки детальных работ по выяснению особенностей строения позднедокембрийских рифогенных формаций. Этим в основном и обусловлено то, что значительная часть работы посвящена описанию ченчинской формации.

Краткие сведения о геологическом строении  
Жуинско-Патомского прогиба и история изучения  
ченчинской рифогенной формации

Жуинско-Патомский прогиб входит в состав Байкальской складчатой области /Тектоника Евразии, 1966/. Внутреннее строение Байкальской складчатой области достаточно хорошо известно /Павловский, 1948, 1956, 1962; Чумаков, 1959; Бобров, 1964, 1979; Салоп, 1964, 1967; Жаднова, 1961, 1968; Мац, 1965, 1966; Замараев, 1967; Тихонов, 1969; Головенко, 1964, 1976; Клитин и др., 1970; Ленский..., 1971; Бухаров, 1973; Дворкин-Самарский, Ерхов, 1974; Наумов, 1974; Булгатов, 1974, 1975, 1977; Древняя ..., 1975; Беличенко, 1977; Арсентьев и др., 1978; Митрофанов, 1981; и др./.

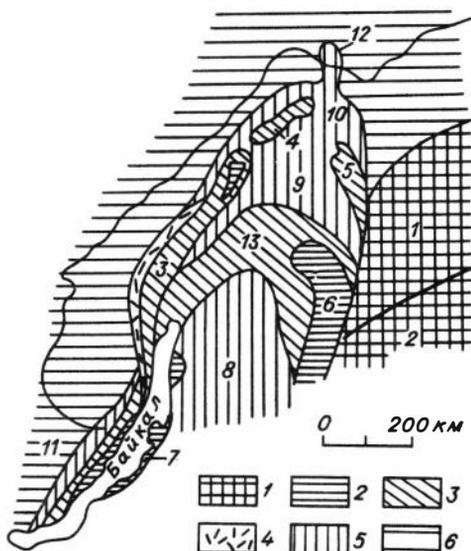
Территория складчатой области в рифейское время представляла собой крупный геосинклинальный прогиб, отделявший Алданский щит и зону Станового поднятия на юго-востоке от расположенного на северо-западе Ангарского платформенного массива (рис. 1).

В пределах геосинклинали выделяются внутренняя (эвгеосинклинальная) и внешняя (миогеосинклинальная) зоны. К эвгеосинклинальной зоне относится Баргузино-Витимский синклиниорий, значительная часть территории которого занята батолитовыми телами гранитов. Между массивами гранитов прослеживаются остатки вулканогенно-осадочных толщ рифея.

Баргузино-Витимский синклиниорий ограничен с севера дугообразным широким Байкало-Витимским поднятием, сложенным интенсивно расланцованными и смятыми в складки спилито-кератофировыми толщами нижнего протерозоя. Согласно со структурой поднятия располагаются вытянутые тела гипербазитов, габброидов и плагиогранитов. В составе Байкало-Витимского поднятия выделяются Байкальская и Муйская, глыбы, сложенные кристаллическими породами архейско-раннепротерозойского возраста /Арсентьев и др., 1978/.

Рис. 1. Схематическая структурная карта Байкальской складчатой области (по К.А. Клитину и др. /1970/ упрощенно).

1 - область добайкальской складчатости; 2 - выступы архейско-нижнепротерозойского складчатого комплекса; 3 - нижнепротерозойский структурный ярус байкалид; 4 - среднепротерозойский структурный ярус западной окраины байкалид (акитканская вулканогенная серия); 5 - рифейский структурный ярус; 6 - платформенный чехол. 1-13 (на схеме) - основные структурные элементы: 1 - Алданский шит, 2 - блоковое поднятие Станового хребта, 3 - Чуйское, 4 - Тонодское и 5 - Нечерское поднятия, 6 - Муйская и 7 -



Байкальская глыбы, 8 - Баргузино-Витимский синклинорий, 9 - Мамско-Бодайбинский, 10 - Жуинско-Патомский и 11 - Предбайкальский прогибы, 12 - Уринское и 13 - Байкало-Витимское поднятия.

Байкало-Витимское поднятие отделяет эвгеосинклиналь от миогеосинклинального внутреннего Мамско-Бодайбинского прогиба /Салоп, 1967/, который иногда рассматривается как эвгеосинклинальный /Клитин и др., 1970/. Складчатый геосинклинальный комплекс Мамско-Бодайбинского прогиба представлен терригенно-карбонатными образованиями патомского комплекса рифея в составе балаганахской, кадаликанской и бодайбинской подсерий /Салоп, 1964/. Балаганахская подсерия сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками и сланцами с прослоями известняков в верхней части (2500-4000 м). В эту же подсерию нередко включают марийскую (бодойбокскую) свиту, представленную известняками с прослоями сланцев и известковистых песчаников (200-1200 м). В кадаликанской подсерии выделяются свиты: джемкуканская (бужухтинская) - песчаники, углистые филлиты, алевролиты и сланцы (400-800 м); баракунская (угаханская) - черные известняки с прослоями песчаников и сланцев (300-500 м); валухтинская (хомолхинская) - углистые филлитовидные, слюисто-кварцевые сланцы и мергели (300-900 м). В бодайбинскую подсерию включены следующие свиты: аунакитская - кварцевые песчаники и кварц-серицитовые сланцы с прослоями углистых сланцев и алевролитов (1000-1200 м); вачская - углистые сланцы с прослоями кварцевых песчаников (300-700 м); анайгрская - зеленовато-серые граувакковые, аркозовые и полимиктовые песчаники с прослоями конгломератов (800-1200 м); илигирская - филлитовидные сланцы с прослоями песчаников и доломитами в верхней части (800 м). Верхнюю часть анайгрской свиты с вулканогенными породами нередко выделяют в самостоятельную догалдынскую свиту /Дольник, Воронцова, 1974/.

В Мамско-Бодайбинском прогибе выделяются структурно-фациальные зоны - Жуинская, Мамско-Витимская, Делюн-Уранская /Салоп, 1964/ и Спокитская /Арсентьев и др., 1978/. В зонах, прилегающих к Байкало-

Витимскому поднятию (Делюн-Уранской и Олоkitской), среди верхнепротерозойских отложений значительную роль играют вулканогенно-осадочные толщи. Мамско-Бодайбинский прогиб отделен от внешнего миогеосинклинального (Жуинско-Патомского) прогиба Чуйским, Тонодским и Нечерским поднятиями, имеющими сложное строение. Это полискладчатые и полиметаморфические структуры, интенсивно переработанные рифейскими складчатыми процессами и гранитизацией. Древнейшие образования поднятий представлены чуйской толщей, сложенной плагиогнейсами с прослоями различных кристаллических сланцев, кварцитов и амфиболитов архейского возраста. На крыльях поднятий обнажается тепторгинская серия, залегающая с размывом и структурным несогласием на образованиях чуйской толщи и перекрывается баллаганахской серией среднего рифея /Дольник, Воронцова, 1974/.

Жуинско-Патомский прогиб совместно с Предбайкальским относится к миогеосинклинальной зоне, известной в литературе как перикратонное опускание /Павловский, 1959/, крайний прогиб /Херасков, 1964/, краевой прогиб /Салоп, 1967/, краевое опускание /Замараев, 1967/, пришовный прогиб /Древняя..., 1975/. Жуинско-Патомский прогиб заполнен терригенно-карбонатными толщами рифея, лишенными вулканогенных образований. Их мощность достигает иногда 10-11 км. По направлению к Алданскому шиту происходит быстрое выклинивание большей части рифея /Журавлева и др., 1959/. На Северо-Байкальском поднятии, отделяющем Жуинско-Патомский прогиб от Предбайкальского, происходит замещение верхнерифейских отложений байкальским комплексом. Патомский комплекс залегает или на чуйской толще или на кварцитах и вулканогенно-осадочных отложениях тепторгинской серии, вскрытых на территории Чуйского, Тонодского и Нечерского поднятий. Возраст тепторгинской серии среднепротерозойский /Салоп, 1964/ или раннерифейский /Келлер и др., 1967; Дольник, Воронцова, 1974/. Отложения, соответствующие патомскому комплексу, в последнее время подразделяются на баллаганахскую, дальнetaйгинскую и жуинскую серии /Решения..., 1983/. В баллаганахской серии выделяют терригенные хорлухгаская, хайвергинская, бугорихтинская, а также карбонатно-сланцевая маринская свиты. Дальнetaйгинская серия подразделяется на свиты: джемкуканскую - песчаники, которые в низовьях рек Бол. Патом и Бол. Чуя замешаются мощной толщей тилитоподобных конгломератов (800-1200 м); баракунскую - черные известняки с прослоями песчаников и углистых сланцев (1000-1500 м) и валюхтинскую - черные углистые филитовидные сланцы, чередующиеся с алевролитами и песчаниками (до 1200 м). На Уринском поднятии аналогами валюхтинской свиты являются уринская (терригенная) и каланчевская существенно карбонатная свиты. Жуинская серия представлена двумя свитами: жуинской (никольской) - зеленовато-серые и пестроцветные мергели, аргиллиты с прослоями известняков и алевролитов (300-1200 м) и ченчинской - серые и лиловые строматолитовые, кристаллические и оолитовые известняки (400-900 м).

Ченчинская свита завершает мощный миогеосинклинальный разрез рифея в Жуинско-Патомском прогибе. Выше согласно залегают карбонатно-терригенные отложения венда и кембрия.

Рифейские осадочные толщи в Жуинско-Патомском прогибе смяты в узкие линейные складки, которые образуют Патомскую дугу складок. С севера перпендикулярно Патомской дуге примыкает Уринское поднятие, имеющее северо-восточное простирание. Оно разделяет Жуинско-Патомский прогиб на две самостоятельные ветви - Жуинскую и Патомскую. Жуинская ветвь прогиба на северо-востоке скрывается под платформенными кембрий-

скими толщами Березовской впадины, а Патомская на севере и северо-западе – под кембро–ордовикскими отложениями Нюйско–Пеледуйской впадины.

Отложения формации (ченчинской и торгинской свит) изучались в основном со стратиграфической точки зрения в общем комплексе осадочных образований докембрия при геолого–съемочных и тематических работах.

Л.И. Салоп, А.К. Бобров и др., исследовавшие тектонику и стратиграфию Байкало–Патомского нагорья, неоднократно рассматривали историю изучения позднедокембрийских образований /Салоп, 1964, 1967; Бобров, 1964; Замараев, 1967; Опорные разрезы..., 1972; Колосов, 1975; и др./.

Мы остановимся на тех работах, в которых характеризуются особенности строения и формационная принадлежность ченчинской и торгинской свит.

Первые сведения о геологическом строении Байкало–Патомского нагорья появились после работ по исследованию золотоносных областей Сибири /Обручев, 1891, 1892, 1910; Герасимов, 1905; Демиш, 1910; Преображенский, 1910/.

В дальнейшем отложения позднего докембрия изучались В.А. Обручевым /1935, 1936/, Е.В. Павловским /1933/, З.М. Старостиной /1935/, В.В. Домбровским /1940/, О.В. Флеровой /1941/, А.А. Арсеньевым, Е.А. Нечаевой /1942/, а также С.Т. Борисенко, В.Н. Махаевым, А.А. Предтеченским и др. Этими исследователями предложены первые стратиграфические схемы, которые в дальнейшем были детализированы и дополнены.

Впервые в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения под индексом  $Ст_1^C II$  отложения, соответствующие ченчинской свите, были выделены З.М. Старостиной /1935/, изучившей разрезы по рекам Лена и Бол. Патом. На р. Жуге В.А. Обручев /1935, 1936/ установил среди верхнепротерозойских отложений жуинскую свиту, которая затем была расчленена В.К. Головенком /1957/ на жуинскую и ченчинскую. На р. Лене в качестве аналогов ченчинской свиты рассматриваются алянчская и хольчская, выделенные в 1941 г. А.А. Предтеченским /Головенко, 1957; Чумаков, 1956, 1959/.

Исследования Н.М. Чумакова и В.К. Головенка позволили увязать стратиграфические схемы для всей обширной территории Патомского нагорья. Одновременно выяснилось, что в составе ченчинской свиты широко развиты строматолитовые и онколито–оолитовые известняки.

Существенный вклад в изучение стратиграфии и литологического состава позднедокембрийских отложений внесли геологи Иркутского и Якутского территориальных геологических объединений, проводивших в 50–60-х годах геолого–съемочные работы (В.С. Аносов, В.А. Баранов, Ю.К. Варзалов, Г.С. Борушко, В.М. Валицкий, Т.А. Дольник, С.И. Другов, М.Я. Дубников, Г.А. Кондратьев, В.М. Ляшкович, И.Я. Иванов, М.Л. Кокоулин, Ю.С. Нахабцев, Ф.В. Никольский, Б.В. Огненко, О.В. Перевалов, Л.В. Ревякин, В.М. Таевский, П.И. Шамес, В.М. Шеметов и др.).

В результате проведенных работ установлено, что ченчинская свита с постепенным переходом залегает на известняково–глинистых отложениях жуинской (никольской). В это же время возникло представление о том, что в основании вышележащей жербинской свиты существует угловое несогласие. Это было отражено в "Решениях Новосибирского междоместственного совещания по стратиграфии отложений верхнего докембрия Сибири и Дальнего Востока /Решение совещания..., 1962/ и в ряде публикаций /Жаднова, 1961; Салоп, 1964; Ленский..., 1971; и др./.

Одновременно начались работы по увязке стратиграфических схем докембрийских отложений Жуинско–Патомского прогиба со стратиграфически–

ми схемами других регионов. З.А. Журавлевой и др. /1959/ была разработана схема позднего докембрия для переходной зоны от Патомского нагорья к западному склону Алданского шита. Они сопоставили ченчинскую свиту с верхней частью торгинской. К аналогичным результатам пришли А.Ф. Петров /1963/ и В.Т. Работнов /1962, 1966/.

Т.М. Жаднова /1961, 1962, 1968/ скоррелировала жуинскую и ченчинскую свиты с имнянской Мамско-Бодайбинского прогиба. Две нижние свиты бодайбинской подсерии (аунакитскую и вачскую) она считала размытыми в Жуинско-Патомском прогибе, а анангрскую и илигирскую сопоставила с жербинской свитой, отнеся их к нижнему кембрию.

М.А. Жарков и Э.И. Чечель /1964/ описали разрез докембрийских и палеозойских отложений на р. Чае. Ими установлены алянчская и хольчская свиты и скоррелированы с ченчинской свитой периферии Патомского нагорья. Алянчскую и хольчскую свиты они вслед за В.Д. Мацем считают аналогом ушаковской Западного Прибайкалья и относят их к венду.

В.К. Головенко и др. /1963/, В.А. Баранов /1966/ и О.В. Перевалов /1966/ изучили разрезы ченчинской свиты в северной части Байкальской горной области и отметили широкое распространение в алянчской подлите желваковского типа строматолитов.

А.К. Бобров /1964/ исследовал разрезы ченчинской (хольчской) свиты, вскрытые по берегам рек Лена и Витим. Он указал на частую встречаемость крупных рифовых тел, дал краткое макро- и микроскопическое описание отдельных типов карбонатных пород, среди которых выделил рифовые, глинистые, слоистые (со ступчатой, неравномерно- и микрозернистой структурой) и органогенно-оолитовые известняки. Установил переходную пачку доломитов к жербинской свите и подчеркнул постепенный переход от ченчинской свиты к жербинской.

Л.И. Салоп /1964/ приводит краткие сведения о составе ченчинской свиты и сопоставляет ее с верхней частью имнянской Мамско-Бодайбинского прогиба. В Предбайкальском прогибе, по его мнению, ченчинская свита размыта. Он считает, что между ченчинской и жербинской свитами существует не только стратиграфическое, но и угловое несогласие. О длительности перерыва в осадконакоплении свидетельствует то, что по всей окраине Патомского нагорья из разреза патомского комплекса полностью выпадает ее верхняя, бодайбинская, подсерия.

В.Л. Тихонов и В.С. Аносов /1966/ критически подошли к представлениям о глубоком преджербинском перерыве, в соответствии с которым во внешней зоне отсутствует бодайбинская подсерия. Они сопоставили имнянскую свиту с баракунской (угаханской), а анангрскую и илигирскую с жуинской (никольской) и ченчинской. Кроме того, В.Л. Тихонов и В.С. Аносов рассмотрели условия образования позднедокембрийских отложений и выделили ряд структурно-фациальных зон. Вопросами корреляции докембрийских отложений Жуинско-Патомского и Мамско-Бодайбинского прогибов занимались Б.М. Келлер и др. /1967/, а также К.А. Клитин и др. /1970/. Первые считают возможным сопоставить ченчинскую и жуинскую (никольскую) свиты с имнянской, а жербинскую, тиновскую и нохтуйскую - с бодайбинской подсериями. Вторые придерживаются точки зрения на корреляцию В.Л. Тихонова и В.С. Аносова /1966/.

С середины 60-х годов широко развивались стратиграфические работы на территории Жуинско-Патомского прогиба. Существенный вклад в изучение состава и строения ченчинской свиты внесли В.В. Хоментовский, М.С. Якшин, В.Ю. Шенфильд, Т.М. Дольник, З.А. Воронцова, П.Н. Колосов и др.

В.В. Хоментовский и др. /1968, 1969; Опорные разрезы..., 1972/, детально изучившие разрезы внешнего пояса Байкальской складчатой области, провели корреляцию верхнедокембрийских отложений. Они установили характер фациальных изменений внутри ченчинской свиты, отметили согласное залегание на ней жербинской свиты и показали, что аналогом ченчинской свиты в Прибайкалье является средняя часть качергатской свиты. Одновременно изучались строматолиты и микрофитолиты /Шенфиль, 1968; Якшин, 1970; Опорные разрезы..., 1972/. Несколько позднее В.В. Хоментовский и В.Ю. Шенфиль /1976/ установили, что аналог ченчинской свиты в Мамско-Бодайбинском прогибе - нижняя часть (до доломитов) илигирской свиты бодайбинской подсерии.

Большое внимание изучению состава и строения ченчинской свиты уделяли в своих исследованиях Т.А. Дольник и Г.А. Воронцова /Дольник, 1969; Дольник, Воронцова, 1971, 1974, 1975; Воронцова, 1974, 1975/. Отложения рассматривались ими с биостратиграфических позиций. Однако достаточно подробно были изучены основные разрезы ченчинской свиты (среди которых выделены семь типов), кратко охарактеризованы литологические разновидности пород, описаны строматолиты и микрофитолиты и показано распространение их в разрезах. Среди типов пород они выделяют онколитовые, оолитовые, строматолитовые известняки, оолитовые и строматолитовые доломиты, аргиллиты, алевролиты, песчаники, мергели, известняковые брекчи и конглобрекчи. Т.А. Дольник /1969/ установила и охарактеризовала различные типы фаций: а) мелкого открытого моря с крупными банками, возможно, мелкими рифами строматолитов; б) мелкого открытого моря с активным гидродинамическим режимом; в) переходную от открытого моря к прибрежной с активным гидродинамическим режимом и незначительным распространением строматолитовых банок и г) прибрежную с преобладанием терригенных осадков, с резким сокращением и исчезновением строматолитов. В Мамско-Бодайбинском прогибе, по мнению Т.А. Дольник и Г.А. Воронцовой /1975/, ченчинской свите соответствует верхняя часть имняхской.

Вопросами корреляции верхнедокембрийских отложений Жуинско-Патомского прогиба с образованиями докембрия сопредельных регионов занимался В.П. Трунов /1975, 1976/. Он показал, что жуинская и ченчинская свиты являются аналогом качергатской свиты Прибайкалья, а в Мамско-Бодайбинском районе /по данным Перевалова, Григорова, 1971/ они соответствуют аунакитской и вачской свитам бодайбинской подсерии.

Изучением ченчинской свиты занимались также И.К. Королук /1968/, П.Н. Колосов /1975, 1977, 1978/, А.К. Бобров /1979/.

И.К. Королук /1968/ охарактеризовала состав и строение верхней подсвиты ченчинской свиты (хольчская свита) на р. Лене, у дер. Тинной. Она показала, что в разрезе подсвиты чередуются фитогенные (строматолитовые и онколитовые) известняки с неорганическими породами.

П.Н. Колосов /1975, 1977, 1978/, занимающийся изучением ископаемых водорослей, приводит достаточно подробное описание отдельных разрезов ченчинской свиты. По ряду признаков он относит ченчинскую свиту к рифогенным образованиям и отмечает, что ченчинская рифогенная толща представляет собой серию кулисообразных водорослевых биостромов и биогермов.

А.К. Бобров /1979/ установил, что верхняя подсвита ченчинской свиты (хольчская свита по его схеме расчленения) у дер. Тинной на р. Лене состоит из переслаивания чистых и глинистых разновидностей известняков. В сочетании слои этих пород образуют элементарные седиментационные циклы.

И.Н. Крыловым /1975/ и С.Н. Серебряковым /1975/ описаны отдельные биогермы из кровли ченчинской свиты на р. Лене, против устья р. Бол. Патом.

В последнее время проводились исследования по увязке и детализации стратиграфических схем позднего докембрия. В частности, И.Е. Москвитин и др. /1980/ показали, что в отложениях торгинской свиты (аналог жуинской и ченчинской) по направлению к Алданскому щиту резко уменьшается количество строматолитовых пород, которые замещаются кристаллическими доломитами, мергелями и песчаниками, а на р. Тяне торгинская свита срезается вышележащими отложениями сералахской подсвиты порохтахской свиты.

Одновременно с литолого-стратиграфическими исследованиями в течение последних десятилетий проводились работы, в которых рассматривались формационные латеральные и стратиграфические ряды и выяснилась история тектонического развития региона. В этих работах образования ченчинской свиты нередко обособляются в самостоятельную осадочную формацию либо включаются составным элементом в более крупные формационные тела сложного строения и состава. Так, Л.И. Салоп /1967/ отнес ченчинскую карбонатную толщу к дифференцированной терригенно-карбонатной формации, объединяющей дальнотайгинскую и жуинскую серии рифея. С.М. Зама раев /1967/ объединил ченчинскую карбонатную свиту в один комплекс с ниже лежащей жуинской (никольской) и вышележащей жербинской свитами в молассовую формацию (или терригенно-карбонатную). Многие исследователи рассматривают ченчинскую свиту с жуинской как карбонатную /Руженцев, Чжан Бу-Чунь, 1961; Мокшанцев и др., 1964; Ленский..., 1971/ либо как органогенную формации рифогенных известняков и доломитов /Клитин и др., 1970/. Впервые в качестве самостоятельной известняковой формации ченчинскую свиту выделили Н.С. Малич и др. /Геологические формации..., 1974/, а позднее в качестве ченчинской рифоидной известняково-доломитовой формации - Е.П. Миронюк и Э.Л. Магнушевский /1980/. И.К. Королук /1980/ относит верхнюю подсвиту ченчинской свиты к рифогенной биоритмичной формации.

Из приведенного обзора исследований ченчинской рифогенной формации (ченчинской и торгинской свит) следует, что специальных литолого-формационных работ не проводилось. Основные материалы, освещающие состав и строение формации, получены, как правило, в результате литолого-стратиграфических исследований.

#### Стратиграфическое расчленение и корреляция основных разрезов ченчинской рифогенной формации

Ченчинская рифогенная формация, венчающая разрез верхнего рифея Жуинско-Патомского прогиба, изучалась в долинах рек Витим, Лена, Бол. и Мал. Патом, Челончён, Жуя, Джелинда и Чара (рис. 2).

Отложения формации связаны постепенным переходом с подстилающими породами жуинской (никольской) свиты. Нижняя граница формации проводится по основанию существенно известняковой пачки, в которой известняки преобладают над мергелями и известковыми аргиллитами. Переход к вышележащей жербинской свите также постепенный, через пачку переслаивания доломитов и терригенных пород.

В качестве опорного разреза при описании формации выбран разрез, вскрытый на левом берегу р. Лены, выше дер. Тинной (см. рис. 2, 3, IX).

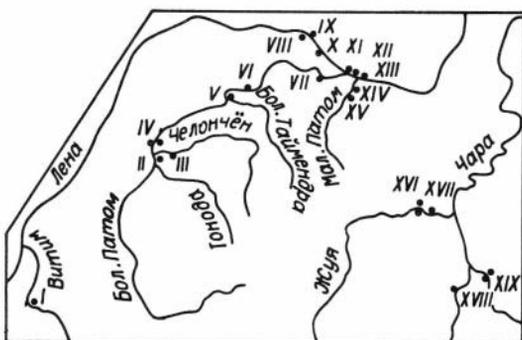


Рис. 2. Схема расположения изученных разрезов.

I - р. Витим, ниже устья р. Нижней Язовой; II - р. Бол. Патом, 2 км ниже устья р. Тоноды; III - р. Челончён, 10-12 км от устья; IV - р. Бол. Патом, 2-6 км ниже устья р. Челончён; V - р. Бол. Патом, устье р. Бол. Таймендры; VI - р. Бол. Патом, 16 км ниже устья р. Бол. Таймендры; VII - р. Бол. Патом, 8 км ниже дер. Патом; VIII - р. Лена, правый берег, 3 км ниже устья р. Джербы; IX - р. Лена, левый берег, у дер. Тинной; X - р. Лена, правый берег, против о. Князева; XI - р. Лена, против устья р. Бол. Патом; XII - р. Лена, левый берег, 1-2 км ниже устья р. Бол. Патом; XIII - р. Лена, выше пос. Нохтуйск; XIV - р. Мал. Патом, 16 км от устья; XV - р. Мал. Патом, устье руч. Чепелээх; XVI - р. Жуя, устье руч. Сулахчин; XVII - р. Жуя, у зим. Кресты; XVIII - р. Джелинда, у устья руч. Бестяк; XIX - р. Чара, против устья руч. Бульджуней и 1,5 км ниже.

Здесь на лиловых мергелях и аргиллитах жуинской (никольской) свиты согласно залегают следующие пачки.

Мощность, м

Нижняя часть формации

1. Известняки лиловые и светло-серые, кристаллические, часто глинистые и алевритистые, с прослоями мергелей и плоскогалечных конгломератов . . . . . 60
2. Известняки светло-серые, кристаллические, с частыми маломощными прослоями (0,1-0,5 м) строматолитовых известняков . . . . . 100
3. Известняки светло-серые, строматолитовые, образующие крупные биогермы. В нижней части встречаются прослой кристаллических и оолитовых известняков . . . . . 55
4. Известняки светло-серые, кристаллические, переслаивающиеся с оолитовыми и строматолитовыми известняками . . . . . 35
5. Известняки светло-серые, строматолитовые, образуют очень крупные биогермы. Межбиогермное пространство заполнено кристаллическими и оолитовыми известняками . . . . . 60

Верхняя часть формации

6. Известняки светло-серые, строматолитовые, переслаиваются с кристаллическими зеленовато-серыми и серыми пизолито-оолитовыми известняками . . . . . 30
7. Известняки лиловые, пизолито-оолито-микрокомковатые, часто косослоистые, переслаиваются с зеленовато-серыми алевритистыми и глинистыми косослоистыми известняками. Встречаются линзовидные прослой плоскогалечных конгломератов и мелкие строматолитовые постройки . . . 70
8. Известняки лиловые, пизолито-оолито-микрокомковатые и строматолитовые, переслаиваются с зеленовато-серыми песчанистыми и алевритистыми косослоистыми известняками. Встречаются прослой песчаников. Кверху увеличивается количество строматолитовых известняков . . . 70

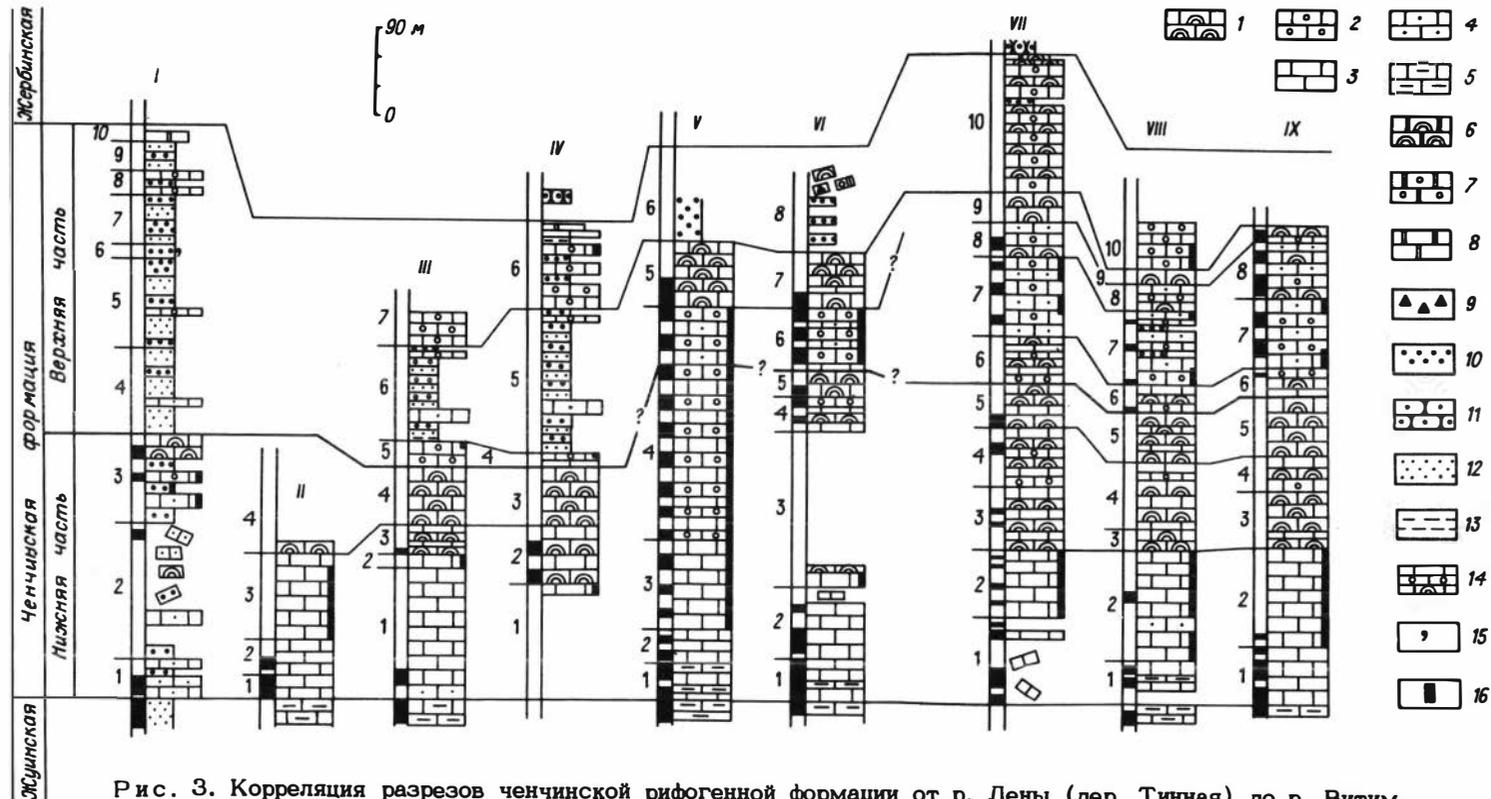


Рис. 3. Корреляция разрезов ченчинской рифогенной формации от р. Лены (дер. Тинная) до р. Витим.

1-5 - известняки: 1 - строматолитовые, 2 - зернистые (оолито-пизолито-сферолито-комковато-интракластические), 3 - кристаллические, 4 - кристаллические алевропесчаные (алевропесчанистые), 5 - сильно глинистые (известковые мергели); 6-8 - доломиты: 6 - строматолитовые, 7 - зернистые, 8 - кристаллические; 9 - карбонатные микробрекчии; 10 - песчаники; 11 - кварцитовидные песчаники жербинской свиты; 12 - алевролиты; 13 - аргиллиты; 14 - переслаивание пород; 15 - глауконит; 16 - распространение мелких строматолитовых построек. Цифры слева от колонок обозначают номера пакетов. Черные участки левее литологических колонок показывают красноцветные отложения. I-IX - см. на рис. 2.

Видимая мощность 480 м.

На правом берегу р. Лены, в 5 км ниже устья р. Джербы (см. рис. 3, VIII), в составе формации выделяются следующие пачки.

Мощность, м

Нижняя часть формации

1. Известняки зеленовато-серые, реже лиловые, кристаллические, часто алевритистые, с линзами плоскогалечных конгломератов и прослоями мергелей . . . . . 45
2. Известняки зеленовато-серые, реже лиловые, кристаллические, часто алевритистые, с прослоями строматолитовых известняков . . . . . 95
3. Известняки светло-серые, строматолитовые, с прослоями кристаллических известняков . . . . . 20
4. Известняки серые, иногда с коричневым оттенком, кристаллические, переслаивающиеся со строматолитовыми известняками. Вверху появляются маломощные прослой (0,2–0,4 м) серых оолитовых известняков . . . . . 65
5. Известняки светло-серые, строматолитовые, образующие очень крупные биогермы . . . . . 50

Верхняя часть формации

6. Известняки серые, иногда с лиловым оттенком, оолитовые и известняки строматолитовые, переслаиваются с зеленовато-серыми глинистыми, кристаллическими известняками . . . . . 30
7. Известняки серые, реже с лиловым оттенком пизолито-оолитовые, массивные, переслаивающиеся с зеленовато-серыми кристаллическими алевритисто-глинистыми известняками. Встречаются прослой песчаников, реже мергелей. В основании и в кровле пачки отмечались мелкие строматолитовые постройки . . . . . 75
8. Переслаивание строматолитовых, оолитовых и кристаллических алевритистых известняков. Встречаются прослой песчаников . . . . . 30
9. Известняки серые, строматолитовые, образуют крупные биогермы. По простиранию им соответствуют оолитовые и алевритистые кристаллические известняки . . . . . 15
10. Известняки серые, в основании лиловые, пизолито-оолитовые, косослоистые, вверху доломитистые. В нижней части отмечались строматолитовые известняки . . . . . 45

Видимая мощность более 460 м.

В низовьях р. Бол. Патом, в 8 км ниже дер. Патом, обнажается практически полностью разрез формации (см. рис. 3, VII).

В разрезе выделяются следующие пачки.

Мощность, м

Нижняя часть формации

1. Известняки серые и лиловые, кристаллические, часто алевритистые и глинистые, с маломощными прослоями мергелей . . . . . 65
2. Известняки серые, иногда с лиловым оттенком, кристаллические, с маломощными прослоями строматолитовых известняков . . . . . 110
3. Переслаивание серых, иногда с лиловым оттенком строматолитовых и кристаллических известняков. Вверху отмечались прослой серых оолитовых известняков . . . . . 60
4. Переслаивание серых, иногда лиловых пизолито-оолитовых известняков со строматолитовым и кристаллическими известняками . . . . . 60
5. Известняки серые, иногда со слабым лиловым оттенком, строматолитовые, образуют очень крупные биогермы . . . . . 45

Верхняя часть формации

- 6. Известняки серые, оолитовые, переслаивающиеся с зеленовато-серыми кристаллическими известняками и серыми с лиловым оттенком строматолитовыми известняками . . . . . 50
  - 7. Известняки серые, редко лиловые, пизолито-оолитовые, переслаиваются с зеленовато-серыми алевритистыми известняками. Встречаются прослой песчаников и мелкие строматолитовые постройки . . . . . 80
  - 8. Переслаивание серых, строматолитовых, оолитовых и зеленовато-серых кристаллических алевритисто-песчанистых известняков . . . . . 30
  - 9. Известняки серые, строматолитовые, образующие крупные биогермы . . . . . 30
  - 10. Известняки серые, оолитовые, косослоистые, иногда доломитистые, переслаиваются с серыми, строматолитовыми известняками столбчатых строматолитов. Встречаются прослой песчаников, а в кровле - строматолитовых доломитов. . . . . 135
- Мощность 665 м.

На р. Бол. Патом, в 16 км ниже устья р. Бол. Таймендры разрез сложен следующими пачками.

Нижняя часть формации

- 1. Известняки лиловые, глинистые, реже алевритистые, с прослоями мергелей и линзами плоскогалечных конгломератов . . . . . 45
- 2. Известняки лиловые и серые, слабо глинистые, кристаллические, с прослоями мергелей, светло-серых оолитовых известняков и линзами плоскогалечных конгломератов . . . . . 75
- 3. Переслаивание серых и лиловых, кристаллических известняков с прослоями строматолитовых известняков. Большая часть пачки попадает на задернованный интервал. Ориентировочная мощность . . . . . 150
- 4. Известняки серые, иногда с лиловым оттенком, кристаллические, переслаивающиеся со строматолитовыми известняками. Вверху появляются прослой серых и лиловых пизолито-оолитовых известняков . . . . . 35
- 5. Известняки серые и со слабым лиловым оттенком, строматолитовые, образующие крупные биогермы. Встречаются прерывистые прослой кристаллических и пизолитовых известняков . . . . . 25

Верхняя часть формации

- 6. Известняки лиловые, пизолитовые и оолитовые, с прослоями зеленовато-серых кристаллических алевритистых известняков и редкими строматолитовыми постройками известняков . . . . . 65
- 7. Известняки серые, в нижней части с лиловым оттенком, строматолитовые, образуют очень крупные биогермы. В средней части встречаются прослой серых кристаллических известняков . . . . . 60
- 8. Песчаники серые, розовые, толстоплитчатые до массивных с карбонатным цементом. В основании и в кровле встречаются прослой серых, оолитовых известняков, а в кровле - строматолитовых известняков и строматолитовых доломитов. Верхняя часть пачки задернована. Видимая мощность пачки . . . . . 80

Мощность формации 530-570 м.

У устья р. Бол. Таймендры (см. рис. 3, V) разрез сложен следующими пачками.

1. Известняки лиловые, редко зеленовато-серые, кристаллические, часто алевролитистые и глинистые, переслаивающиеся с лиловыми и зеленовато-серыми мергелями. Часты прослой плоскогалечных конгломератов 40
  2. Известняки серые и лиловые, кристаллические, иногда алевролитистые . . . . . 35
  3. Известняки серые, иногда с лиловым и зеленоватым оттенком, кристаллические, с примесью терригенного материала, с частыми мелкими строматолитовыми постройками . . . . . 90
  4. Переслаивание лиловых и серых, пизолито-оолитовых известняков с серыми, редко лиловыми кристаллическими известняками. Встречаются многочисленные уровни с мелкими строматолитовыми постройками. Вверху возрастает роль лиловых пизолито-оолитовых известняков, а в кристаллических известняках увеличивается количество терригенного материала 240
  5. Известняки серые, в нижней части с лиловым оттенком, строматолитовые. Образуют очень крупные биогермы . . . . . 65
  6. Песчаники серые, розовые . . . . . 40
- В обнажении, вскрытом на правом берегу р. Бол. Патом, в 2 км выше устья р. Бол. Таймендры, в песчаниках устанавливаются прослой серых оолитовых известняков, а в кровле - серых строматолитовых и зернистых доломитов.

Мощность около 570 м.

На р. Бол. Патом, в 6 км ниже р. Челончён (см. рис. 3, IV), где самая нижняя часть формации попадает на задернованный интервал, устанавливаются следующие пакки.

Нижняя часть формации

1. Известняки зеленовато-серые и серые, кристаллические, с примесью терригенного материала, с прослоями строматолитовых известняков . . . . . 10
2. Переслаивание серых и зеленовато-серых кристаллических известняков со строматолитовыми розовыми известняками . . . . . 60
3. Известняки серые, строматолитовые, образуют крупные биогермы. Межбиогермное пространство заполнено преимущественно кристаллическими известняками . . . . . 60

Верхняя часть формации

4. Известняки серые, пизолито-оолитовые . . . . . 12
5. Алевролиты и песчаники зеленовато-серые и серые, известковистые и известковые, часто глинистые, с прослоями кристаллических известняков, оолитовых известняков и карбонатных плоскогалечных конгломератов. Для песчаников и алевролитов характерны знаки ряби, часто перекрестной . . . . . 150
6. Известняки серые, пизолито-оолитовые и интракластические, косо-слонстые, часто доломитные. Встречаются прослой песчаников, а в кровле - доломитов. К верхней части приурочены прослой строматолитовых известняков. . . . . 90

Мощность около 500 м.

В низовьях р. Челончён (см. рис. 3, III) в разрезе устанавливаются следующие пакки.

Нижняя часть формации

1. Известняки зеленовато-серые, иногда лиловые, кристаллические, глинистые и алевролитистые, с прослоями плоскогалечных конгломератов и мергелей . . . . . 135
2. Известняки серые и зеленовато-серые, кристаллические, с мелкими постройками строматолитов . . . . . 15
3. Переслаивание серых и лиловых строматолитовых известняков с кристаллическими, иногда алевролитистыми известняками . . . . . 30
4. Известняки серые, строматолитовые, образующие крупные биогермы . . . . . 60

Верхняя часть формации

5. Известняки серые, пизолито-оолитовые . . . . . 20
6. Алевролиты и песчаники зеленовато-серые и серые, известковистые и известковые; с прослоями мергелей, кристаллических, алевролитовых известняков, плоскогалечных конгломератов и оолитовых известняков 100
7. Известняки серые, оолитовые, косослоистые, массивные, с прослоями песчаников . . . . . 40

Видимая мощность 400 м.

На правом берегу р. Бол. Патом, в 2 км ниже устья р. Тоноды (см. рис. 3, II), на лиловых, известковых, алевролитистых мергелях залегают следующие пачки.

Нижняя часть формации

1. Известняки лиловые, кристаллические, слабо глинистые, с прослоями мергелей . . . . . 20
2. Известняки светло-серые, кристаллические, в нижней части с прослоями лиловых . . . . . 40
3. Известняки серые, кристаллические, с прослоями строматолитовых и ассоциирующих с ними оолитовых и интракластических известняков. Кверху в известняках увеличивается количество терригенного материала 90
4. Известняки светло-серые, строматолитовые, образуют крупные биогермы . . . . . 10

Видимая мощность 160 м.

В низовьях р. Витим, ниже устья р. Ниж. Язовой, на левом берегу устанавливаются следующие пачки.

Нижняя часть пачки

1. Известняки лиловые, алевролитовые, с прослоями песчаников, мергелей и чистых кристаллических известняков . . . . . 45
2. Редкие выходы и высыпки песчаников, кристаллических, алевролитовых известняков и редко лиловых строматолитовых известняков . . . 135
3. Переслаивание песчаников, кристаллических и оолитовых известняков. Встречаются прослойки строматолитовых известняков. Кверху увеличивается роль строматолитов и в кровле пачки отмечались биогермы высотой 1,0-1,5 м. Большая часть пачки попадает на задернованный интервал 90

Верхняя часть формации

4. Алевролиты зеленовато-серые, иногда лиловые, глинистые, известковистые, с прослоями песчаников и резкими прослоями известняков 90

5. Алевролиты и песчаники серые, зеленовато-серые, иногда с лиловым оттенком, с единичными прослоями зернистых известняков . . .	90
Разрез надстраивается на правом берегу Витима.	
6. Песчаники серые, кварцевые, с глауконитом . . . . .	15
7. Песчаники зеленовато-серые, тонкоплитчатые, микрокослоистые, с прослоями алевролитов. В них отмечаются редкие прослои (0,2-0,7 м) серых строматолитовых известняков . . . . .	50
8. Известняки серые, оолитовые, косослоистые, переслаивающиеся с песчаниками . . . . .	20
9. Песчаники и алевролиты зеленовато-серые . . . . .	30
10. Доломиты серые, массивные, с остаточной фитогенной структурой . . . . .	3

Мощность около 600 м.

В низовьях р. Бол. Чуи, по данным Т.А. Дольник и Г.А. Воронцовой /1974/, нижняя часть формации мощностью около 260 м сложена зелеными и зеленовато-серыми, часто известковистыми алевролитами с прослоями серых, зеленовато-, розовато-серых известняков и доломитов. Для карбонатных пород характерны косая слоистость и текстуры оползания. Отмечаются прослои карбонатных брекчий, состоящих из обломков доломитов, сцементированных известковым материалом. Большая часть формации не обнажена. Под гравелитами жербинской свиты выходят серые доломиты (4-5 м).

Юго-западнее, в верховьях р. Мал. Чуи и на р. Чае, в нижней части формации вновь широко развиты строматолитовые известняки, а верхняя представлена алевролитами с прослоями известняков и доломитов /Жарков, Чечель, 1964; Дольник, 1982/. В частности, М.А. Жарков и Э.И. Чечель /1964/ на р. Чае в составе нижней части формации выделяют следующие пачки: пачка чередующихся между собой алевролитов, известняков и мергелей (мощностью 53 м); пачка массивных известняков (145-155 м). В этой части формации в разрезе значительно преобладают карбонатные породы. Это обычно серые или темно-серые, водорослевые и пятнисто-полосчатые с раковистым изломом известняки.

Верхняя часть формации подразделяется на три пачки: 1) преимущественно черных песчаников, алевролитов и известняков (мощностью 45 м); 2) алевритистых аргиллитов и известняков с прослоями песчаников (78-86 м); 3) алевролитов и известняков (40-46 м). Породы имеют плитчатую отдельность, серый, зеленовато-, темно-серый и черный цвет. Выше залегают песчаники и алевролиты миньской свиты, которая коррелируется с жербинской свитой Жуинско-Патомского прогиба.

Северо-западнее от витимского разреза ченчинской формации, возможно, соответствует выклинивающаяся в западном направлении пачка аргиллитов, вскрытая на фундаменте скв. 1 Средне-Ботубинской /Горбачев, Корнев, 1979/.

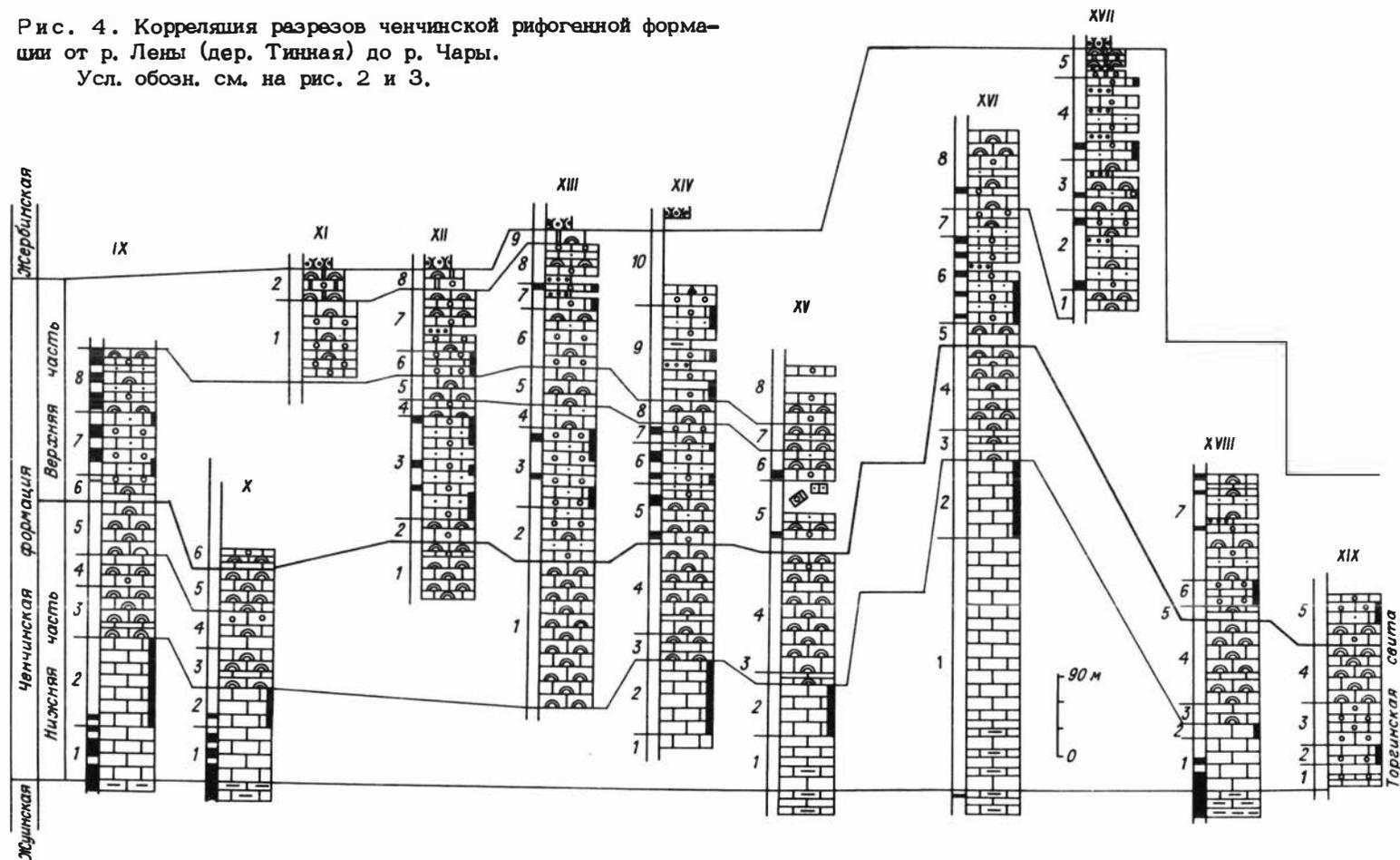
В Предбайкальском прогибе формация выклинивается и замещается средней и верхней частями качергатской свиты /Хоментовский и др., 1969; Опорные разрезы..., 1972; Трунов, 1975/.

На р. Лене, против о. Князева (рис. 4, X), на лиловых мергелях и аргиллитах жуинской (никольской) свиты залегают следующие пачки.

Нижняя часть формации	
1. Известняки лиловые, сверху серые, кристаллические, с маломощными прослоями мергелей . . . . .	60

Рис. 4. Корреляция разрезов ченчинской рифоганной формации от р. Лены (дер. Тинная) до р. Чары.

Усл. обозн. см. на рис. 2 и 3.



	Мощность, м
2. Известняки серые, иногда лиловые, кристаллические, с мелкими постройками строматолитов . . . . .	45
3. Известняки серые, строматолитовые, образующие крупные биогермы, с прослоями в нижней части кристаллических известняков . . . . .	45
4. Переслаивание кристаллических, строматолитовых и оолитовых известняков . . . . .	40
5. Известняки серые, строматолитовые, образующие крупные биогермы . . . . .	45

Верхняя часть формации

6. Переслаивание пизолито-оолитовых, строматолитовых и кристаллических известняков . . . . .	25
--	----

Видимая мощность 245 м.

На левом берегу р. Лены, против устья р. Бол. Патом (см. рис. 4, XI), выделяются две пачки из верхней части формации.

Мощность, м

1. Известняки серые, оолитовые, косослоистые, переслаивающиеся со строматолитовыми известняками . . . . .	90
2. Доломиты светло-серые, оолитовые и строматолитовые	35

Видимая мощность 125 м.

В 1-2 км ниже по течению р. Лены (см. рис. 4, XII), выделяются следующие пачки.

Мощность, м

Нижняя часть формации

1. Известняки серые, строматолитовые, образующие крупные и очень крупные биогермы. Каналы между биогермами заполнены кристаллическими и оолитовыми известняками . . . . .	60
---	----

Верхняя часть формации

2. Известняки серые, оолитовые, с прослоями строматолитовых	25
3. Известняки серые, иногда с лиловым оттенком, пизолито-оолитовые, переслаивающиеся с зеленовато-серыми, алевропесчанистыми известняками. Отмечались мелкие постройки строматолитов . . . . .	120
4. Известняки серые, строматолитовые, переслаивающиеся с серыми, оолитовыми известняками . . . . .	15
5. Известняки серые, строматолитовые, образующие крупные биогермы. По простиранию замещаются серыми оолитовыми известняками	25
6. Известняки серые, оолитовые, часто косослоистые, переслаиваются с зеленовато-серыми, алевритистыми, кристаллическими известняками. Отмечались постройки строматолитов . . . . .	25

7. Известняки серые, оолитовые, косослоистые, переслаивающиеся со строматолитовыми известняками. В средней части пачки встречаются прослойки песчаников . . . . .	50
---	----

8. Доломиты светло-серые, оолитовые и строматолитовые . . . . .	25
---	----

Видимая мощность 345 м.

На р. Лене, у пос. Нохтуйск (см. рис. 4, XIII), выделяются следующие пачки.

Мощность, м

Нижняя часть формации

1. Известняки светло-серые и серые, строматолитовые, образующие очень крупные биогермы . . . . .	150
--	-----

Верхняя часть формации

- 2. Известняки серые, пизолито-оолитовые, переслаивающиеся с известняками зеленовато-серыми, алевролитистыми и глинистыми. Часты строматолитовые постройки . . . . . 50
  - 3. Известняки серые, иногда лиловые, пизолито-оолитовые, переслаивающиеся с зеленовато-серыми, алевролитистыми известняками. Вверху резко преобладают пизолито-оолитовые известняки. Отмечались строматолитовые постройки . . . . . 80
  - 4. Известняки серые, строматолитовые, переслаивающиеся с кристаллическими известняками . . . . . 25
  - 5. Известняки серые, строматолитовые, образующие мощные биогермные пласты. Встречаются прослой оолитовых и кристаллических известняков . . . . . 45
  - 6. Известняки серые, иногда с лиловым оттенком, пизолито-оолитовые, с прослоями песчаных и алевролитовых, кристаллических известняков. Часты уровни со строматолитовыми известняками . . . . . 55
  - 7. Известняки серые, оолитовые, с прослоями кристаллических песчаных и алевролитовых известняков. Отмечались строматолитовые известняки и песчаники. На отдельных поверхностях наложения песчаников встречены трещины усыхания . . . . . 25
  - 8. Известняки зеленовато-серые, кристаллические, часто с многочисленными интракластами, алевролитовые и песчаные, косослоистые, с прослоями алевропесчаников, оолито-микрокомковатых и строматолитовых известняков . . . . . 40
  - 9. Доломиты серые, строматолитовые . . . . . 15
- Видимая мощность 485 м.  
 На р. Мал. Патом, в 16 км от устья, на правом и левом берегах (см. рис. 4, XIV), выделяются следующие пачки.

Нижняя часть формации

- 1. Известняки серые, кристаллические . . . . . 15
- 2. Известняки серые и светло-серые, кристаллические, с многочисленными мелкими строматолитовыми постройками. . . . . 80
- 3. Переслаивание строматолитовых и кристаллических известняков 30
- 4. Известняки серые, строматолитовые, образующие крупные биогермы. Встречаются прослой кристаллических известняков . . . . . 105

Верхняя часть формации

- 5. Известняки серые и лиловые, пизолито-оолитовые, переслаивающиеся с зеленовато-серыми, алевролитистыми известняками и строматолитовыми, розоватыми известняками . . . . . 70
- 6. Переслаивание серых и лиловых, оолитовых и зеленовато-серых, алевролитистых известняков . . . . . 45
- 7. Известняки серые и лиловые, пизолито-оолитовые, строматолитовые . . . . . 20
- 8. Известняки серые, строматолитовые, образующие крупные биогермы . . . . . 25
- 9. Известняки серые, оолитовые, косослоистые, с прослоями зеленовато-серых, алевролитовых известняков, песчаников и мергелей. Отмечались строматолитовые постройки . . . . . 105

10. Известняки серые, оолитовые и карбонатные микробрекчии, косослоистые, с прослоями аргиллитов . . . . . 20

Видимая мощность около 600 м.

У устья руч. Чеппелээх (см. рис. 4, XV) на зеленовато-серых мергелях и алевролитисто-глинистых известняках залегают следующие пачки.

Нижняя часть формации

1. Известняки серые, в нижней части зеленовато-серые, кристаллические, с примесью терригенного материала, с прослоями в нижней части мергелей и плоскогалечных конгломератов . . . . . 60

2. Известняки серые, кристаллические, с частыми мелкими постройками строматолитов . . . . . 60

3. Известняки серые, строматолитовые, переслаивающиеся с серыми, кристаллическими известняками . . . . . 10

4. Известняки серые, строматолитовые, образуют крупные биогермы. Встречаются прослои кристаллических известняков . . . . . 135

Верхняя часть формации

5. Известняки серые и лиловые, пизолито-оолитовые, переслаивающиеся с зеленовато-серыми, алевролитистыми известняками. Встречаются уровни со строматолитами. Пачка обнажена на 10-15% . . . . . 75

6. Известняки лиловые, оолитовые, с прослоями строматолитовых и кристаллических зеленовато-серых, алевролитистых известняков . . . . . 35

7. Известняки серые, строматолитовые, образуют крупные биогермы. Встречаются прослои пизолито-оолитовых известняков . . . . . 30

8. Известняки серые и темно-серые, оолитовые, косослоистые, с прослоями строматолитовых известняков в нижней части пачки . . . . . 60

Видимая мощность 480 м.

На р. Жук, ниже устья руч. Сулахчин, где по левому и правому берегам обнажается большая часть формации (см. рис. 4, XVI), разрез представлен следующими пачками.

Нижняя часть формации

1. Известняки серые, темно-серые, иногда черные, кристаллические, с прослоями в нижней части мергелей . . . . . 285

2. Известняки серые, кристаллические, с мелкими строматолитовыми постройками. Вверху отмечаются прослои лиловых, пизолито-оолитовых известняков . . . . . 90

3. Переслаивание серых, кристаллических и строматолитовых известняков . . . . . 35

4. Известняки серые и темно-серые, строматолитовые, образуют крупные биогермы. В средней части отмечались прослои серых, кристаллических известняков . . . . . 95

Верхняя часть формации

5. Известняки серые, кристаллические, переслаивающиеся со строматолитовыми известняками . . . . . 25

6. Известняки серые, темно-серые и лиловые, пизолито-оолитовые, переслаивающиеся с зеленовато-серыми кристаллическими, алевролитистыми известняками. Встречаются прослои строматолитовых известняков . . . . . 100

7. Известняки зеленовато-серые, алевролитистые, кристаллические, переслаивающиеся с серыми, оолитовыми и строматолитовыми известняками . . . . . 30

Мощность, м

8. Известняки серые, строматолитовые, образуют крупные биогермы. Встречаются прослой песчаников, пизолито-оолитовых и кристаллических известняков . . . . . 80

Разрез верхней части формации надстраивается на левом берегу р. Жуи, ниже зим. Кресты (см. рис. 4, XVII). Здесь выделяются следующие пачки.

Мощность, м

1. Известняки серые, строматолитовые, образующие крупные биогермы. По простиранию им соответствуют лиловые, пизолито-оолитовые и зеленовато-серые, кристаллические известняки . . . . . 20

2. Известняки серые и лиловые, пизолито-оолитовые, переслаивающиеся с зеленовато-серыми, кристаллическими, алевропесчанистыми и строматолитовыми известняками. Встречаются песчаники . . . . . 90

3. Известняки серые, иногда с розоватым оттенком, строматолитовые, с прослоями лиловых, пизолито-оолитовых и зеленовато-серых, алевропесчанистых известняков и песчаников . . . . . 55

4. Известняки серые, редко лиловые, оолитовые, переслаивающиеся с серыми песчаниками и алевропесчанистыми известняками. В нижней части пачки и в кровле отмечались строматолитовые постройки . . . . . 90

5. Доломиты светло-серые, оолитовые и строматолитовые, с прослоями песчаников . . . . . 35

Мощность формации на р. Жуе 870-890 м.

На р. Желинде, у руч. Бестяк (см. рис. 4, XVIII), на лиловых мергелях и аргиллитах залегают следующие пачки.

Мощность, м

Нижняя часть формации

1. Известняки лиловые, сверху серые, кристаллические, слабо глинистые . . . . . 60

2. Известняки серые, кристаллические, с прослоями строматолитовых известняков . . . . . 15

3. Известняки серые, кристаллические, переслаивающиеся со строматолитовыми известняками . . . . . 20

4. Известняки серые, строматолитовые, образующие крупные биогермы, с прослоями в средней части кристаллических и пизолито-оолитовых известняков . . . . . 95

Верхняя часть формации

5. Известняки серые, кристаллические и пизолито-оолитовые, с прослоями строматолитовых известняков . . . . . 15

6. Известняки серые, пизолито-оолитовые, с прослоями зеленовато-серых, кристаллических, алевропитистых известняков . . . . . 30

7. Известняки серые и лиловые, строматолитовые и пизолито-оолитовые, переслаивающиеся с зеленовато-серыми алевропесчанистыми известняками и песчаниками . . . . . более 120

Видимая мощность 360 м.

На левом берегу р. Чары, против устья р. Бульджуней и на правом берегу в 1,5 км вниз по реке (см. рис. 4, XIX), в разрезе формации (верхняя часть торгинской свиты) выделяются следующие пачки.

Мощность, м

Нижняя часть формации

1. Известняки серые, кристаллические, часто доломитистые, с прослоями серых, пизолито-оолитовых известняков . . . . . 30

Мощность, м

2. Известняки серые, пизолито-оолитовые, переслаивающиеся с серыми кристаллическими известняками. Отмечались прослой строматолитовых известняков . . . . . 20
3. Известняки серые, пизолито-оолитовые . . . . . 45
4. Известняки серые, строматолитовые, образующие очень крупные биогермы. Межбиогермное пространство заполнено пизолито-оолитовыми и интракластическими известняками . . . . . 60

Верхняя часть формации

5. Известняки серые, оолитовые, переслаивающиеся с кристаллическими и строматолитовыми известняками. Вверху строматолитовые известняки редки . . . . . 55

Видимая мощность 220 м.

Далее на восток торгинская свита претерпевает существенные изменения, проявляющиеся в более широком развитии кристаллических доломитов и терригенных пород, а также в сокращении мощности отложений /Журавлева и др., 1959; Опорные разрезы..., 1972; Колосов, 1975; Москвитин и др., 1980/.

Так, по данным И.Е. Москвитина и др. /1980/, в разрезе торгинской свиты, прослеживаемом по правобережью р. Токко, к северу от устья р. Лэкэ-Экэ, а также в ряде береговых обнажений по р. Торго-Токкинское, в составе свиты выделяются шесть пачек.

Мощность, м

1. Песчаники серые, коричневые и пятнистые, кварцевые и кварц-полевошпатовые, слабобитуминозные, переслаивающиеся с песчанистыми доломитами и доломитовыми мергелями . . . . . 60
2. Доломиты серые и желтовато-серые, слоистые и грубоплитчатые, с прослоями строматолитовых доломитов . . . . . 20
3. Доломиты и глинистые доломиты пестроцветные, тонкоплитчатые, с примазками глинистого материала на поверхностях наклонения . . . . . 25
4. Известняки серые, доломитистые, плитчатые, слоистые, с тонкими прослоями аргиллитов и пластами строматолитовых разновидностей. В кровле пласт (1,2 м) серо-желтых, плотных, строматолитовых доломитов 35
5. Мергели пестроцветные, известково-доломитовые, тонкослоистые . . . . . 10
6. Доломиты серые, грубоплитчатые, в верхней части со строматолитами . . . . . 50

Мощность свиты на р. Торго-Токкинское достигает 250 м, а на р. Токко сокращается до 170 м за счет срезания верхней части пачки 6. вышележащей порохтахской свитой, а также за счет уменьшения мощности нижних (1-3) пачек.

Восточнее, на правом берегу р. Тяня, ниже устья руч. Тага, в составе торгинской свиты И.Е. Москвитиным и др. /1980/ выделяются следующие пачки.

Мощность, м

1. Песчаники темно-серые и пятнистые, слабобитуминозные, плитчатые, с прослоями пестроцветных тонкоплитчатых мергелей и известковистых аргиллитов . . . . . 25
2. Мергели, известковистые аргиллиты, пестроцветные, с подчиненными прослоями серых песчаников и алевролитов . . . . . 15

3. Известняки серые и темно-серые, доломитистые, грубоплитчатые, с прослоями пестроцветных тонкоплитчатых мергелей и известковистых аргиллитов. В кровле — пласт (1–3 м) желтовато-серых, строматолитовых доломитов, которые аналогичны строматолитовым доломитам, залегающим на р. Токко в кровле пачки 4 . . . . . 30
4. Мергели пестроцветные, известково-доломитовые, тонкоплитчатые . . . . . 20
5. Доломиты желтые и желтовато-серые, плитчатые, в верхней части строматолитовые . . . . . 40
- Мощность свиты 120–130 м.

Южнее от устья р. Улахан-Паномиа (вверх по течению р. Тяня) торгинская свита срезается вышележащими отложениями порохтахой свиты.

Из приведенного описания разрезов формации следует, что она достаточно четко подразделяется на нижнюю и верхнюю части. Нижняя часть соответствует алянчской подсвите и сложена в основании главным образом кристаллическими, а вверху — строматолитовыми известняками. Верхняя же аналогична холычской подсвите и представлена пизолито-оолитовыми, комковатыми, кристаллическими и строматолитовыми известняками с песчаниками и доломитами в кровле. Несмотря на общность строения формации, разрезы юго-западной ветви прогиба существенно отличаются от разрезов юго-восточной. Так, в направлении от Лены до Витима формация претерпевает наиболее существенные изменения, которые в нижней ее части (более стабильной по составу) проявляются в том, что на р. Бол. Патом, у устья р. Бол. Таймендры, менее широко развиты строматолитовые известняки. На р. Витим она представлена терригенно-карбонатными отложениями. В верхней части формации происходят еще более значительные изменения, заключающиеся в замещении карбонатных отложений преимущественно терригенными сначала в кровле (разрезы у устья р. Бол. Таймендры), далее в нижних пачках (челончёнские разрезы), а затем всей верхней части (р. Витим). Максимальные мощности фиксируются в низовьях р. Бол. Патом (660 м), а минимальные (480–500 м) — в челончёнских и тинновском разрезах.

При прослеживании формации в юго-восточной ветви прогиба в направлении от Лены до Чары установлено, что состав и строение остаются более или менее постоянными, но при этом изменяются мощности литологических подразделений. Так, во внутренней зоне прогиба (р. Жуя) резко (в 5 раз) увеличивается мощность пачки кристаллических известняков из нижней части формации и сокращается мощность строматолитовой пачки по сравнению с тинновским разрезом. В восточной периферийной части прогиба мощность пачки кристаллических известняков вновь резко уменьшается, а на р. Чаре эти известняки замещаются пизолито-оолитовыми. В верхней части формации одноименные пачки не прослеживаются на значительных расстояниях, но последовательность их в общем остается постоянной. В целом для юго-восточной части прогиба устанавливаются значительные колебания мощности формации. Наибольшая мощность (890 м) зафиксирована во внутренней зоне прогиба, в периферийной она значительно сокращается. Особенно резко (от 890 до 360–400 м) это происходит в зоне сочленения с Алданским шитом.

Классификация, характеристика и условия образования  
пород ченчинской рифогенной формации

Одна из важнейших задач формационного анализа – изучение внутреннего строения осадочных формаций. После работ Н.С. Шатского /1955, 1960/, сформулировавшего представление о формациях как парагенезах пород, широко распространилось мнение, что простейшими элементами осадочной формации являются породы. Их выделение и изучение – первый этап познания особенностей состава и строения формации.

Общие принципы классификации

В настоящее время нет единой общепринятой классификации осадочных пород /Заварицкий, 1932; Пустовалов, 1940, 1962; Рухин, 1953; Кирсанов, Сементовский, 1955; Теодорович, 1958; Швецов, 1958, 1968; Крашенинников, 1968; Байков и др., 1980; и др./. Не останавливаясь на характеристике имеющихся схем и подходов к классификации осадочных пород, отметим, что для нашего исследования удобнее пользоваться классификациями, построенными на структурно–вещественных признаках.

Общая классификация пород ченчинской рифогенной формации основана на количественном соотношении компонентов. Для терригенных пород такими компонентами служат частицы определенного размера, для хемогенно–биохемогенных – их минеральный состав. Автором используется понятие главного компонента. Этот компонент (количество его составляет более 50% всего объема породы) определяет название породы. На наличие второсте-

Таблица 1

Классификация пород ченчинской рифогенной формации

Хемогенно–биохемогенные породы (карбонатных минералов > 50%)	Карбонатные	Известняки	Собственно известняки (глины < 25%)
			Сильно глинистые известняки (глины > 25%)
		Доломиты	Собственно доломиты (глины < 25%)
			Сильно глинистые доломиты (глины > 25%)
Терригенные породы (обломочных силикатных компонентов > 50%)	Алевропсаммитовые	Песчаники	
		Алевриты	
	Глинистые	Аргиллиты	Собственно аргиллиты (хемогенных минералов < 25%)
			Известковые аргиллиты (кальцита > 25%)
Доломитовые аргиллиты (доломита > 25%)			

пленных компонентов указывают сложные прилагательные с общепринятыми суффиксами. Компоненты, количество которых в породе не превышает 5%, не учитываются и могут отмечаться как примеси. Градации взяты в соответствии со схемой С.Г. Вишнякова /1933/ (табл. 1).

Согласно принятой классификации, в ченчинской рифогенной формации выделяются хемогенно-биохемогенные и терригенные породы. Хемогенно-биохемогенные породы состоят более чем на 50% из хемогенных минеральных компонентов (в нашем случае из карбонатных минералов, а терригенные – более чем на 50% из обломочных силикатных и алюмосиликатных компонентов, включая глинистую составляющую. Хемогенно-биохемогенные породы представлены лишь карбонатными, а терригенные – алевропсаммитовыми и глинистыми. Среди карбонатных пород выделяются известняки и доломиты, а среди алевропсаммитов – алевролиты и песчаники. Известняки в зависимости от содержания глинистого материала подразделяются на сильно глинистые (глинистого материала  $>25\%$ ) и собственно известняки (глинистого материала  $<25\%$ ). Аналогично подразделены и доломиты. Если в породе ни один компонент не содержится в количестве более 50 %, то она может относиться к смешанным породам. Названия смешанных пород могут образовываться по принципу, использованному Т.М. Жарковой /1976/ при классификации многокомпонентных пород. Заметим, что смешанные породы не характерны для ченчинской формации и поэтому не рассматриваются.

#### Хемогенно-биохемогенные породы

Хемогенно-биохемогенные породы в ченчинской рифогенной формации представлены только карбонатными. Они широко распространены в формации и в большинстве разрезов составляют более 90% их мощности (рис. 5). Среди них выделяются известняки и доломиты.

Классификации карбонатных пород посвящено значительное количество исследований /Заварицкий, 1932; Швецов, 1958; Теодорович, 1958; Справочное..., 1958; Хворова, 1958; Атлас..., 1969; Биссел, Чилингар, 1970; Рифейские отложения..., 1973; Давыдов, 1975; Жаркова, 1976; Марьенко, 1978; Киркинская, Смахов, 1981; Методическое..., 1982; и др./.

Как правило, она проводится на основе структурно-вещественных и генетических признаков. Исследования карбонатных осадков, проведенные в последние годы, свидетельствуют о чрезвычайной сложности и многообразии биогенных, хемогенных и механических процессов их образования. Поэтому генезис карбонатных пород или их отдельных типов в настоящее время во многом остается дискуссионным.

Вместе с тем в практике полевых исследований и при изучении карбонатных пород в шлифах обычно достаточно легко выделяются, с одной стороны, разнообразные по размеру и структуре форменные образования карбоната (зерна) и с другой – вмещающая цементирующая масса. Соотношение между форменными образованиями и цементирующей массой используется в той или иной мере при классификации карбонатных пород. Так, Г.И. Теодорович /1958/ известняки подразделил на две группы; в первой преобладает цементируемый карбонатный материал, а во второй – цементирующий. В.Н. Киркинская /Киркинская, Смахов, 1981/ среди хемогенных карбонатных пород выделяет однороднозернистые карбонатные породы, состоящие более чем на 50% из кристаллически-зернистого карбонатного ма-

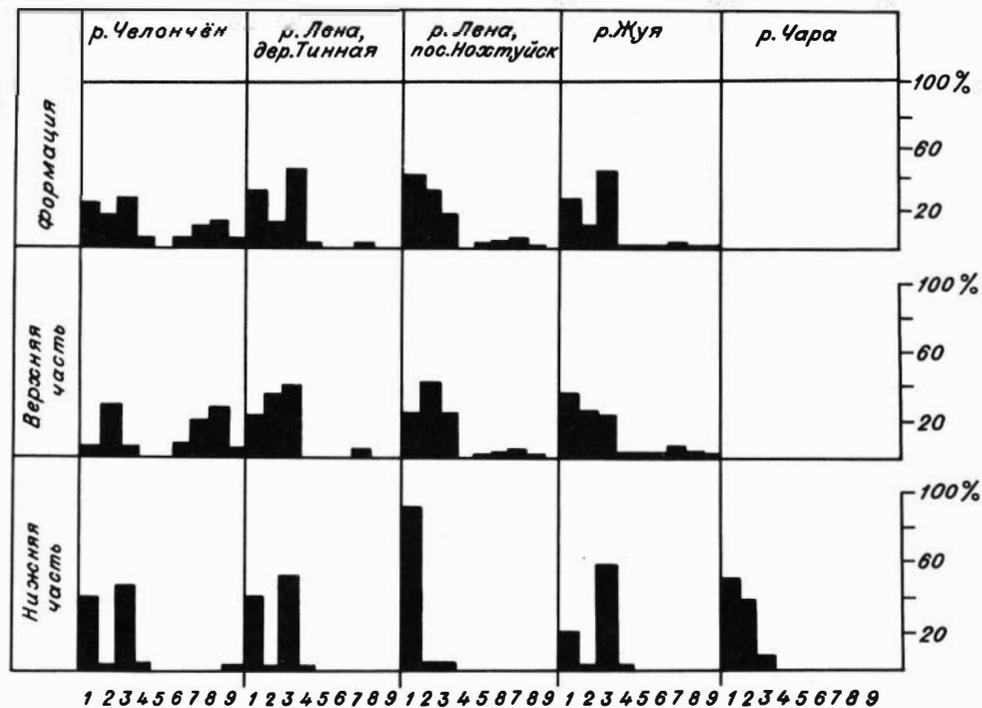


Рис. 5. Соотношение основных типов пород в некоторых разрезах ченчинской рифогенной формации.

1-4 - известняки: 1 - строматолитовые, 2 - зернистые, 3 - кристаллические, 4 - сильно глинистые; 5, 6 - доломиты: 5 - строматолитовые, 6 - зернистые; 7 - песчаники; 8 - алевролиты; 9 - аргиллиты.

териала, и первично неоднороднозернистые, которые сложены на 50% и более из форменных образований хемогенного или неясного генезиса (оолитов, комков и пр.). Наиболее полно принцип разграничения микрокристаллической массы от более крупных выделений карбоната (зерен) проявился в классификациях Р. Фолка, Р. Данхема, Р.Э. Эйнасто /Folk, 1959; Dunham, 1962; Силур..., 1970; Эйнасто, 1979/. В частности, Р.Э. Эйнасто /1979/ выделяет среди известняков илистые, илесто-зернистые, зернистые и биогермные. Аналогичная по существу классификация карбонатных пород использовалась автором /Хабаров, 1980/.

В соответствии с этими последними классификациями среди карбонатных пород ченчинской рифогенной формации устанавливаются четыре группы (табл. 2). Первая группа представлена биоморфными (биолититовыми, каркасными) ненарушенными известняками и доломитами биохемогенного происхождения. Остальные три группы делятся в зависимости от соотношения основных структурных компонентов (зерен и кристаллической массы) на зернистые (зерен более 50%), кристаллически-зернистые (зерен 10-50%), которые для формации не характерны и в работе не описываются, и кристаллические (зерен менее 10%). Зернами называются форменные выделения карбонатов размером, как правило, более 0,05 мм любого генезиса, которые во время образования осадков имели более или менее твердую консистенцию (оолиты, пизолиты, интракласты и пр.). В кристаллической массе основную роль играет неяснокристаллический (размер частиц менее 0,05 мм) карбонат хемогенно-биохемогенного и механического происхождения (карбонатный ил). Сюда же входит цемент и перекристаллизованный карбонат яснокристаллической размерности.

Описание пород проводится по основным структурным типам.

Биоморфные (биолититовые) карбонатные породы. Среди биоморфных карбонатных пород в ченчинской формации выделяются только строматолитовые, которые слагают разнообразные по форме и размерам постройки из столбчатых, желваковых, пластовых, пластово- и столбчато-желваковых строматолитов. Т.А. Дольник /Дольник, Воронцова, 1971, 1974/ выделяет в формации два типа строматолитов: желваковые и столбчатые. Среди желваковых ею определены строматолиты группы *Tinnia*, а среди столбчатых - *Patomia*, *Lenia*, *Inzeria*. По данным И.К. Королюк /Королюк, Михайлова, 1975/, в формации выделяются пластовые, столбчатые и желваково-столбчатые строматолиты. Кроме того, В.Ю. Шенфильд /Опорные разрезы..., 1972/ определяет столбчатые строматолиты *Katavia* и *Dabania*, а И.Н. Крылов /1975/ - *Gymnosolen*.

Приведенные данные свидетельствуют о разнообразии групп строматолитов, встречающихся в ченчинской формации, причем форма строматолитов может резко различаться как в пределах одного биогерма, так и в биогермных пластах. Особенно часто взаимопереходы происходят между пластовыми и желваковыми строматолитами, поэтому при описании строматолитовых пород удобнее пользоваться подразделением строматолитов на две группы: столбчатые и нестолбчатые /Комар, 1966/. Среди биогермов в зависимости от сложности внутреннего строения вслед за И.К. Королюк и М.В. Михайловой /1975/ выделяются простые (из столбчатых или нестолбчатых строматолитов) и сложные (зональные), в строении которых участвуют столбчатые и нестолбчатые строматолиты (фото 1, 2). Некоторые типы органогенных построек формации описаны ранее /Хабаров, 1982а/.

Известняки из нестолбчатых строматолитов (фото 3, 4) наиболее широко распространены в нижней части формации; отмечались они и в верхней, где участвуют в строении простых и сложных биогермов. Это светло-

Таблица 2

Структурная классификация карбонатных пород ченчинской рифогенной формации

Кристаллические (зерен <10%)	Неяснокристаллические	Скрытокристаллические, <0,001 мм
		Микрокристаллические, 0,001–0,01 мм
		Тоннокристаллические, 0,01–0,05 мм
		Неравномернокристаллические, 0,001–0,05 мм
	Яснокристаллические, >0,05 мм	
Разнокристаллические, 0,001–0,25 мм		
Кристаллическо-зернистые (зерен 10–50%)	С оолитами	
	Со сферолитами	
	С комками	
	С пизолитами	
	С интракластами	
Зернистые (зерен >50%)	Оолитовые	
	Сферолитовые	
	Комковатые	
	Пизолитовые	
	Интракластические	
Биоморфные (биолитогенные)	Строматолитовые	

серые, серые, темно-серые, иногда с лиловым оттенком породы с многочисленными микролитовыми швами, разделяющими биогермы на отдельные слои. Размеры биогермов изменяются от нескольких десятков сантиметров до десятков метров в диаметре при высоте от нескольких сантиметров до 10–15 м. Мощность биогермных комплексов, состоящих из сложно сочленяющихся друг с другом крупных и мелких биогермов, достигает 150 м. Подстилаются и перекрываются известняки из нестолчатых строматолитов в нижней части формации преимущественно кристаллическими, реже зернистыми известняками, а иногда и терригенными породами (р. Витим). В верхней части формации наиболее часто они залегают в зернистых породах, редко – среди кристаллических.

Изучение в шлифовках и шлифах показало, что известняки из нестолчатых строматолитов обладают нечетким волнисто-линзовидно-пятнистым строением. Слоистость подчеркивается неравномерным распределением

слоек и микролинз темного микро-скрытокристаллического кальцита (0,01–0,2–0,5 мм) и более светлого микро-тонкокристаллического (0,2–3,0 мм). Более светлые микрослои нередко имеют лизовидную форму с выпуклой верхней поверхностью высотой до 2–3 мм и, как правило, обладают более тонкой микроструктурой. Можно выделить несколько типов таких микроструктур: сгустковую, цилиндрическую, петельчатую и однородную. Сгустковая микроструктура характеризуется тем, что основная масса сложена сгустками (0,04–0,08 мм) темного микрокристаллического кальцита, окруженного тонкокристаллическим. Цилиндрическая обусловлена субвертикальным расположением столбиков (диаметр 0,02–0,1 мм; высота 0,1–3,0 мм) темного микрокристаллического и более светлого и крупного кальцита. Петельчатая отличается от цилиндрической тем, что темные столбики соединяются перегородками. Однородная характеризуется более или менее равномерной микро-тонкокристаллической кальцитовой массой. Отмечается, что светлые слои с цилиндрической микроструктурой прослеживаются в тех породах, которые совместно с известняками из столбчатых строматолитов участвуют в строении сложных биогермов. В целом в известняках из нестолбчатых строматолитов преобладают сгустковые и однородные микроструктуры.

Известняки из нестолбчатых строматолитов обычно содержат мало примесей, однако в некоторых их разновидностях отмечалось значительное количество терригенного материала. В частности, в известняках из кровли формации количество обломков кварца алевритовой размерности может быть 5–10 и даже 20%. Обломочный материал приурочен к отдельным микрослойкам и микролинзам или же рассеян по всей породе. В некоторых известняках с цилиндрической микроструктурой обломки кварца занимают пространство между цилиндриками темного кальцита совместно с более крупным карбонатным материалом. Значительно чаще терригенный материал концентрируется в отдельных впадинах тела строматолита. Особенно часто это наблюдается в желваково-столбчатых строматолитах. Иногда высота "столбиков" достигает 0,5–1,5 см, затем они вновь соединяются переходными мостиками в единый строматолитовый слой. Наряду с обломками кварца в известняках из нестолбчатых строматолитов встречаются линзы макро- и микроклических размеров, сложенные различного типа зернами. Характерны следы взламывания отдельных слоев и захват обломков более поздними слоями.

Доломитистые и доломитовые известняки из нестолбчатых строматолитов широко распространены на р. Чаре. Эвгедральные кристаллы доломита (0,02–0,05 мм) концентрируются в виде пятен, микролинз, слоев либо более или менее равномерно распределяются по всей массе. В известняках с доломитом строматолитовая структура становится менее четкой, причем при значительном его содержании полностью исчезает. Иногда в шлифах присутствуют новообразования кварца в виде призматических кристаллов (до 0,5 мм) и амёбовидных сгустков (до 1,0 мм).

Известняки из столбчатых строматолитов встречаются в верхней субформации, где образуют биогермы высотой от 0,1 до 2,5–3,0 м и диаметром 0,3–8–10 м. Нередко они участвуют в строении сложных биогермных пластов, состоящих из последовательно нарастающих друг на друга уплощенных биогермов, которые отличаются размером столбиков (высотой, диаметром) и типом ветвления. Мощность таких пластов достигает 4–5 м. Цвет пород серый, иногда с лиловым оттенком. Подстилаются и перекрываются они, как правило, оолитовыми и интракластическими (часто фито-кластическими) известняками. В ассоциации с ними встречаются кристаллические косослоистые известняки и терригенные породы.

Столбики в биогермах преимущественно ветвящиеся, субцилиндрические или с изменяющимся диаметром, часто расширяющиеся кверху (дилатантная форма по М.Е. Раабен /1969/). Высота столбиков изменяется от 2–3 см до 0,5–0,6 м, диаметр – от 0,4–0,5 до 4–8 см, а расстояние между ними – от 0,2–0,5 до 2–5 см. Ориентировка столбиков может быть вертикальной, наклонной и даже горизонтальной и зависит от пространственного положения их в биогермах. Так, в краевых частях биогермов столбики преимущественно наклонные, а в центральных – субвертикальные. Боковые ограничения столбиков, как правило, рваные, с карнизами, часто раздробленными. Крайне редки относительно ровные стенки (фото 5, 6). Форма арки различна (от сферической до субконической) и может меняться не только в пределах биогерма, но и у одного и того же столбика. Слоистость нечеткая, обычно неунаследованная и обусловлена чередованием слоев и линз темного микро-скрытокристаллического кальцита (0,005–1,5 мм) и более светлого микро-тонкокристаллического (0,1–4,0 мм) с цилиндрической и сгустковой микроструктурами и иногда – с однородной (фото 7). Межстолбиковое пространство заполнено интракластическим и онколито-пизолитовым материалом (фото 8). Характерны обломки строматолитовых слоев, которые могут составлять в отдельных случаях основную массу зернистого материала. Часто между столбиками встречаются зерна кварца, количество которых достигает 10–20, а иногда 50–60% от всего объема межстолбикового пространства. Терригенный материал присутствует и в строматолитовых столбиках. Количество его составляет 1–5, редко 10–15%. Довольно много кварцевого материала и зерен кальцита концентрируется на пониженных участках столбиков и в местах нечеткого ветвления. В общем случае не наблюдается прямой зависимости между количеством терригенного материала в межстолбиковом пространстве и содержанием его в столбиках. Часто количество кварца между столбиками достигает 15–20%, а в столбиках не отмечается. Размер обломков в столбиках обычно меньше размеров обломков, которые находятся между ними, и не превышает 0,05–0,08 мм.

В кровле формации отмечались доломитистые и доломитовые известняки из столбчатых строматолитов, в которых эвгедральные кристаллы доломита концентрируются в виде слоев и линз или же рассеяны в основной массе. Характерна приуроченность доломита к краевым зонам столбиков, ограниченных микроцилитами (фото 9).

Строматолитовые доломиты встречаются крайне редко и приурочены к кровле формации. Представлены они доломитами преимущественно из столбчатых строматолитов, которые образуют биогермы высотой до 1,5–2,0 м и диаметром до 2–4 м, а также участвуют в строении маломощных биогермных пластов, состоящих из мелких биогермов. Цвет пород серый, иногда с буроватым оттенком. Подстилаются и перекрываются они зернистыми доломитами, реже песчаниками. Структура биогермов нечеткая. Столбики ветвящиеся, субцилиндрические и с изменяющимся диаметром. Высота их варьирует от 5–10 см до 1 м, а диаметр – от 1–2 до 3–5 см. Расстояние между столбиками равно 0,5–2–3 см. Столбики сложены более или менее однородным тонкокристаллическим доломитом. Строматолитовая микроструктура практически не сохраняется. И только иногда фиксируются отдельные линзочки, обогащенные алевритистым материалом, и темные слои. Межстолбиковое пространство заполнено яснокристаллическим доломитом, реже зернами кальцита и обломками кварца.

Зернистые карбонатные породы. Среди зернистых карбонатных пород в ченчинской формации в зависимости от типа зерен выделяются оолитовые

(зерна с концентрически-слоистым строением), сферолитовые (зерна с радиально-лучистым строением), комковатые (зерна с однородным строением), пизолитовые (из сложных крупных зерен) и интракластические. Значительная часть зерен имеет, по-видимому, биохомогенную природу и относится специалистами к микрофитолитам. Так, в отложениях нижней части формации Г.А. Воронцова /Дольник, Воронцова, 1974/ определяет *Radiosus*, *Asterospheroides*, *Osagia* a *Balkanvella*, а в верхней — *Osagia*, *Radiosus*, *Asterospheroides*, *Vermiculites*, *Glebosites*, *Hicroplyphites*. М.С. Яшкин /Опорные разрезы..., 1972/ выделяет еще микрофитолиды группы *Nubecularites*.

Наиболее широко распространены зернистые известняки. Это серые, светло-серые, розовые, лиловые, толстоплитчатые и массивные, часто кослоистые породы со знаками мелкой и крупной ряби на поверхностях наложения (фото 10). Образуют они как отдельные маломощные, часто выклинивающиеся слои (0,1–2,0 м), так и мощные пачки (до 40 м). В пределах пластов и пачек зернистые известняки нередко характеризуются различной окраской, размером и типом зерен, характером слоистости и пр.

Зернистые доломиты в формации редки и образуют маломощные слои (0,5–2,0 м) в кровле формации. Цвет доломитов серый, светло-серый.

Оолитовые карбонатные породы. Оолитовые карбонатные породы сложены преимущественно правильно-округлыми, реже овально-округлыми зернами с концентрической слоистостью.

Оолитовые известняки широко распространены в формации. Среди оолитовых зерен выделяются две разновидности. К первой относятся зерна размером 0,2–0,5, реже 0,8–1,0 мм, в которых концентрическая слоистость нечеткая и сохраняется, как правило, в периферических зонах. Вторая представлена относительно крупными оолитами (до 2–3 мм) с очень хорошей концентрической слоистостью. Мощность слоев, чередующихся между собой скрытокристаллического (темного) и микрокристаллического (более светлого), составляет 0,005–0,01 мм. Встречаются зерна с радиально-лучистой и однородной структурами. Цемент поровый, реже базальный, ясно-кристаллический, иногда микрокристаллический. Крупные правильно-округлые оолиты обычно цементируются микрокристаллическим кальцитом. Нередко зерна подвергнуты постседиментационным преобразованиям, среди которых можно выделить несколько типов. Первый тип характеризуется развитием радиальной лучистости с образованием грубой сферолитовой структуры (типа *Asterospheroides*), где удлиненные кристаллы протягиваются через все оболочки (фото 11). Значительно реже наблюдались тонкие, часто послойные, радиально-лучистые структуры (типа *Radiosus*) (фото 12). При втором типе микроструктурных преобразований происходит замещение центральных частей зерен тоико-ясинокристаллическим кальцитом, а иногда — монокристаллом (фото 13). Для третьего типа характерно послойное или общее замещение оолитов микрокристаллическим кальцитом (процесс грануляции по М.С. Швецову /1958/).

В кровле формации отмечались оолитовые известняки, в которых центральная часть представлена правильными ромбоэдрами доломита (0,05–0,1 мм), а периферийная — кальцитом с концентрическим строением, причем отдельные кристаллы доломита пересекают некоторые концентрические слои. Встречаются песчанистые оолитовые известняки. Нередки новообразования кварца и структуры растворения, возникшие при формировании стилолитов.

Оолитовые доломиты представлены зернами с нечетким концентрически-слоистым строением (размером 0,2–0,6 мм). Слоистость в оолитах

подчеркивается расплывчатыми темными слоями. Вместе с оолитами отмечаются комки микрокристаллического доломита, пизолиты, интракласты, а также обломки кварца (до 5–7%). Цемент поровый, доломитовый, яснокристаллический.

Сферолитовые карбонатные породы. Сферолитовые карбонатные породы состоят из зерен округлой формы с радиально-лучистым строением.

Сферолитовые известняки сложены двумя типами зерен размером 0,2–0,7 мм. В первом радиально-лучистая структура характеризуется тончайшими (менее 0,005 мм) агрегатами кальцита, ориентированными радиально, а во втором – более грубой структурой, обусловленной неравномерно-лучистым распределением кристаллов кальцита различной размерности. Среди сферолитов первого типа можно выделить отдельные структурные разновидности. В одних лучи начинаются с одной точки и проходят до внешней каймы сферолита, в других различаются зоны, которые подчеркиваются реликтовыми концентрическими слоями, в третьих в центре прослеживаются сгустки скрытокристаллического кальцита. Отмечаются оолиты и микрокомки. Цемент поровый, ясно-, редко микрокристаллический. Характерно замещение кварцем центральных или периферийных зон сферолитов (отмечались перекристаллизованные разновидности и сферолиты со значительным количеством темно-бурого углистого вещества) (фото 14–16).

Сферолитовые доломиты сложены зернами с нечетким радиально-лучистым строением округлой формы (размером 0,2–0,45 мм). Структура доломитовых сферолитов в общем аналогична кальцитовым. В отдельных сферолитах прослеживаются реликты концентрического строения. Цемент поровый, тонко-яснокристаллический, доломитовый.

Комковатые карбонатные породы. Комковатые карбонатные породы сложены образованиями округлой, удлиненно- и неправильно-округлой, а иногда сглаженно-угловатой формы. Они ограничены обычно темной каймой и выделяются в виде темных пятен в проходящем свете.

Известняки представлены комками однородного микрокристаллического кальцита (размером 0,04–0,07 – 0,2–0,8 мм) (фото 17). Часто отмечается перекристаллизация комков (преимущественно от центра к периферии), которая приводит к образованию радиально-лучистой и нечеткой сгустковой структуры, а в отдельных случаях к замещению комков яснокристаллическим кальцитом. Фиксируются комочки известково-доломитового состава, где отдельные участки представлены эвгдральными кристаллами доломита, между которыми заключены более тонкие кристаллы кальцита (фото 18). Встречаются сферолиты, оолиты, интракласты, обломки кварца. Нередки новообразованные кварцевые зерна. Цемент кальцитовый, поровый и крустификационный.

Доломиты состоят из комков микро- (или) тонкокристаллического доломита (размером 0,3–0,9 мм), часто с реликтами концентрической структуры. Внешние границы их размазаны или четкие, с темной каймой. Отмечаются обломки кварца (до 20%). Цемент яснокристаллический, доломитовый.

Пизолитовые карбонатные породы. Под таким названием выделяются породы, представленные сложными зернами, состоящими из нескольких мелких зерен (оолитов, сферолитов, комков), окаймленных единой концентрически-неравномерно-слоистой оболочкой (синтетические *Osagia*).

В ченчинской рифогенной формации встречаются только пизолитовые известняки. Форма зерен округлая, овальная, гантеле- и амебообразная. Размеры их обычно больше 2,0 мм и часто достигают 1,5–2,0 см. Количест-

во мелких зерен внутри пизолитов изменяется от 2–5 до 20 и более. Характерна перекристаллизация сложных зерен с замещением центральных частей яснокристаллическим кальцитом (фото 19, 20). Совместно с пизолитами в известняках встречаются отдельные оолиты, интракласты микрокристаллического известняка, часто с водорослевой каемкой. В кровле формация отмечены известняки, в которых эвгедральные кристаллы доломита замещают центральные части зерен. Цемент микро- и яснокристаллический, кальцитовый.

Интракластические карбонатные породы. Интракластические карбонатные породы сложены округлыми и удлинёнными плоскими обломками размером от 0,5 мм до 2–5 см.

Известняки характеризуются плохой сортировкой. Интракласты представлены микрокристаллическим, оолитовым, сферолитовым и строматолитовым известняками. Отмечаются отдельные оолиты и их обломки. Наблюдается избирательная доломитизация некоторых интракластов (фото 21). Цемент либо микрокристаллический, либо микро-яснокристаллический со сферолитами и другими более мелкими зёрнами. В кровле формации в цементе некоторых известняков отмечены многочисленные обломки кварца алевропесчаного размера (до 20–40% объема цемента).

Доломиты сложены в основном обломками микрокристаллического доломита. Вместе с ними встречаются интракласты из оолитового и микрокристаллического алевритистого доломитов, редкие оолиты и пизолиты, а также обломки кварца песчаной размерности (до 25–30%). Цемент базальный, кальцитовый, яснокристаллический, редко крустификационный (фото 22).

Кристаллические карбонатные породы. По размеру кристаллов они подразделяются на неясно-, ясно- и разнокристаллические. Неяснокристаллические сложены частицами размером менее 0,05 мм, яснокристаллические – более 0,05 мм, а в разнокристаллических присутствуют частицы как ясно-, так и неяснокристаллической размерности.

Известняки широко распространены в ченчинской формации, где слагают маломощные слои (0,1–2,0 м) и мощные пакки. Это серые, зеленовато-серые, иногда лиловые и розовые, волнисто-горизонтально- и косо-слоистые, тонко- и толстоплитчатые породы, часто с многочисленными стилолитами, крупными интракластами, знаками мелкой ряби и струй течений на поверхностях наслоения. По размеру частиц они подразделяются на неясно- и разнокристаллические. Среди неяснокристаллических наряду с относительно редкими скрыто- (размер частиц менее 0,001 мм), микро- (0,001–0,01 мм) или тонкокристаллическими (0,01–0,05 мм) преобладают неравномернокристаллические (фото 23). В зависимости от содержания второстепенных компонентов среди них выделяются "чистые", доломитистые, алевритистые и алевритовые, глинистые и песчаные известняки. Отмечалась сгустковая структура, возникшая в результате перекристаллизации микрокристаллического кальцита. В доломитистых известняках эв- и субгедральные кристаллы доломита имеют более крупные размеры, чем основная кальцитовая масса. Обломочный материал представлен кварцем, реже плагиоклазами и слюдами. Отмечался пирит. Строение известняков микрогоризонтальное и косослоистое из-за неравномерного распределения второстепенных компонентов и частиц кальцита разного размера. Фиксируется микроградационная слоистость.

Доломиты в формации крайне редки и представлены преимущественно разно- и яснокристаллическими разновидностями, а в отдельных прерывистых слоях (1–3 см) – микрокристаллическими. Кристаллы доломита в яснокристаллических разновидностях ромбоэдрические и таблитчатые. Отмечаются реликты зернистой структуры, хорошо прослеживаемые на поверхностях выветривания.

Сильно глинистые карбонатные породы. К ним относятся породы, в которых основная масса карбонатная, а глинистое вещество составляет 25–50% их объема. В ченчинской формации установлены только сильно глинистые известняки (известковые мергели), которые в целом редки. Они образуют, как правило, маломощные прослои (1–5 см), редко слои (до 1–1,5 м) и приурочены преимущественно к нижним частям формации. Это зеленовато-серые и лиловые тонкоплитчатые и листоватые породы, сложенные тонкой глинисто-кальцитовой массой. Глинистое вещество чешуйчатого типа распределено равномерно (однородная структура) или же приурочено к микрослойкам. Отмечаются мергели с порфиroidным строением, в которых в тонкой глинисто-кальцитовой массе располагаются более крупные кристаллы кальцита и обломки кварца.

Условия образования хемогенно-биохемогенных пород. Наиболее характерная особенность строматолитовых известняков – микрослоистость, в одних случаях более или менее четкая, в других – нечеткая, линзовидно-пятнистая. Микрослоистость обусловлена чередованием темного (более тонкого) и светлого (более крупного) кальцита. А.Г. Вологдин /1962/ связывает темные участки с формой и размерами последовательно образовавшихся масс органического вещества, а В.А. Комар /1966/ считает их фоссилизированными колониями синезеленых водорослей. В.П. Маслов /1960/ отмечает, что темные густки пелитоморфного карбоната образуются вокруг нитей и клеток водорослей в результате их жизнедеятельности, а пространство, которое заполняла сама водоросль, обнаруживается в виде тончайших каналов, занятых светлым карбонатом. К. Монти /Monty, 1967/ при исследовании современных строматолитов Багамских островов установил, что в одних слоях водорослевые нити имеют различную ориентировку, приближаясь к горизонтальной, а в других – располагаются преимущественно субвертикально; между субвертикально ориентированными нитями заключены карбонатные зерна, осажженные водорослями и захваченные из выпадающего на дно осадка; слоистость может быть различной (суточной, недельной, а также обусловлена другими причинами). Многие строматолиты ченчинской рифогенной формации имеют микроструктуру, сходную с описанной в работе К. Монти /Monty, 1967/. Можно предположить, что светлые слойки – это аналоги слойков с субвертикальным ростом водорослевых нитей, а темные – с преимущественно горизонтальной ориентировкой. Нечеткое распределение светлых и темных слойков, уменьшение и раздувы их мощности, по-видимому, вызваны неравномерным ростом водорослей в разных местах колонии под влиянием экологических факторов.

Механизм образования строматолитов в общем виде сводится к трем процессам: механическому (пассивное улавливание и связывание хемогенно осажденного и привнесенного известкового материала, а также терригенного осадка), биологическому (внутриклеточные реакции разложения бикарбоната кальция с выделением кальцита в окружающую слизь) и биохимическому (повышение Ph среды в процессе жизнедеятельности водорослей, способствующее садке карбоната кальция). Роль того или иного процесса в образовании строматолитовых известняков оценивается по-разному. Так, В.П. Маслов /1960, 1961/ считает, что в образовании строматолитов преобладают механический и биохимический процессы осаждения карбонатов. Другие исследователи /Семихатов и др., 1970; Серебряков, 1975/ полагают, что основная масса карбонатного материала древних строматолитов – продукт биологического выделения. По мнению И.К. Королук /1963/, механическое осадконакопление в строматолитах докембрия с устойчивыми формами роста практически сводится к нулю. Неоднозначно оце-

нивается роль того или иного процесса и в формировании современных строматолитов /Logan, 1961; Monty, 1967; Gebelein, 1969; Friedman e.a., 1973/, хотя большинство исследователей считают, что механизм образования их – чисто механический процесс пассивного улавливания и связывания осадка.

В образовании строматолитовых известняков ченчинской формации устанавливается влияние всех трех процессов. Хорошо видимые цилиндрические микроструктуры, представляющие собой, вероятно, остатки нитей водорослей и относительно чистый кальцит между цилиндриками, способность к образованию микрорельефа, отсутствие прямой зависимости между количеством эластического материала в междустолбиковом пространстве и в столбиках свидетельствуют, по-видимому, о значительной роли биологической садки кальцита. Вместе с тем нужно учитывать и тот факт, что строматолитовые известняки формировались в основном одновременно с седиментацией илисто-зернистого известкового осадка в условиях пересыщенности придонных вод бассейна карбонатом кальция. Поэтому незначительное изменение параметров среды (в частности, повышение  $P_h$  над водорослевыми колониями и внутри них при метаболизме) должно способствовать биохимическому осаждению карбоната. При образовании строматолитовых известняков большое значение имел также процесс пассивного улавливания терригенного и карбонатного материала, как крупного (фиксируется уверенно), так, по-видимому, и мелкого, выявление которого (особенно карбонатного) весьма сложно. Заметим, что механически уловленный материал влиял не только на микроструктуру строматолитовых известняков, но и на их морфологию. В частности, мелкие столбики в некоторых известняках могли образоваться в результате разрыва водорослевого покрова при концентрации обломочного материала на пониженных участках их рельефа.

Образование строматолитовых доломитов в докембрии также, вероятно, могло происходить в результате биогенно-хемогенных и механических процессов. Однако полевые наблюдения и изучение в шлифах показывают, что строматолитовые доломиты ченчинской формации скорее всего – результат последовательной доломитизации строматолитовых известняков. Так, прослежен в пределах одного биогерма переход от строматолитовых известняков к строматолитовым доломитам. При этом постепенно размывается четкая строматолитовая структура до ее полного исчезновения и столбики замешаются тоиококристаллическим доломитом без видимых следов первичной микроструктуры. В строматолитовых доломитистых и доломитовых известняках переходной зоны биогерма видно, что кристаллы доломита приурочены к микростолбикам и приконтактным частям столбиков и частично прослеживаются в самих столбиках. Вероятно, доломитизация происходила первоначально в ослабленных хорошо проницаемых зонах, охватывая в дальнейшем всю массу породы.

Генезис зерен с концентрически-слоистым строением (оолитов) остается до сих пор неясным. Известно противопоставление оолитов оиколитам /Маслов, 1955/, хотя представления об их структурном и генетическом различии нуждаются в уточнении. Данные по древним и современным оолитам (онколитам) свидетельствуют о том, что они содержат в своем составе органическую составляющую. Это позволяет рассматривать их как биохемогенные образования /Мильтштейн, Голованов, 1975; Штеренберг и др., 1975; Fabricius, 1977/. Оолитовые зерна формировались в мелководных с высокой энергией среды условиях. Однако захоронение их могло происходить в различных обстановках. Часть оолитового песка выносилась в более глубокие зоны волиением и течениями, другая отлагалась

в ваннах и каналах между крупными биогермами. Большинство оолитовых известняков - отложения мигрирующих на мелководье баров, аналогичных современным оолитовым поясам /Покрышкин, 1974; Dravis, 1979/.

Природа доломитового материала в оолитовых доломитах не совсем ясна. Во-первых, доломит, так же как и известковый материал, мог быть результатом биохемогенного первичного осаждения вокруг отдельных обломков или сгустков. Во-вторых, доломит мог возникнуть уже после образования оолитов в результате их доломитизации. В оолитовых доломитах ченчинской рифогенной формации он возник, по-видимому, вторым путем. Об этом, в какой-то мере, свидетельствует следующее: 1) нечеткая расплывчатая микроструктура оолитов, 2) замещение известковых оолитов ромбоздрическими кристаллами доломита.

Сферолитовые образования являются, вероятно, продуктом перекристаллизации оолитов, о чем свидетельствуют реликты в них, часто очень четкие, концентрического строения и наличие переходных разновидностей в пределах полей одних и тех же шлифов от сферолитов к оолитам, которые не затронуты перекристаллизацией. Однако следует отметить, что имеются экспериментальные данные и наблюдения над современными зернами, свидетельствующими о возможном первичном образовании радиально-лучистых структур в относительно спокойных гидродинамических условиях /Davies e.a., 1978; Land e.a., 1979/.

Происхождение комков, слагающих комковатые карбонатные породы ченчинской формации, различное. Одни из них могут быть продуктом жизнедеятельности водорослей. Угловато-сглаженные комки и удлиненной формы являются, по-видимому, интракластами. Комковатые образования с нечеткими реликтами концентрического строения представляют собой результат грануляции оолитов, а очень мелкие комочки (0,05-0,07 мм) с расплывчатой внешней границей обязаны своим происхождением, скорее всего, перекристаллизации микрокристаллического кальцита.

Образование пизолитовых известняков связано с агрегацией ила с заключенными в нем зернами обломочного и биохемогенного происхождения или с частичной цементацией зернистого осадка, перемещением агрегатов и обломков по дну и оболочиванием их оболочкой водорослевого генезиса. Форма пизолитов в значительной степени определяется первичной формой агрегатов, подвергшихся перетолжению. Плохо сортированные пизолитовые известняки сформировались на мелководных участках бассейна с интенсивным взмучиванием илесто-зернистого осадка, однако тонкие частицы не выносились под воздействием волн и течений из-за плохого сообщения с открытым морем.

Формирование интракластических карбонатных пород обусловлено быстрой литификацией карбонатных осадков, взламыванием твердых покровов и переносом обломков течениями. Литификация известкового ила и зернистых песков могла происходить в субаэральных условиях или в субаквальных под воздействием водорослей, связывающих между собой карбонатные зерна, аналогично современным процессам образования оолитовых корок /Dravis, 1979/. Исходный материал интракластических доломитов образовался непосредственно на соседних участках в небольших мелких периодически затопляемых лагунах между барами зернистых песков. Межбаровые отложения фиксировались в полевых условиях в виде тонких, быстро выклинивающихся слоев, часто разбитых на отдельные обломки, микрокристаллических доломитов (фото 24).

Кристаллические (преимущественно неяснокристаллические) известняки возникли в основном в результате слабой диагенетической перекристалли-

зации такого известкового ила, в котором карбонат кальция образовался путем химического (и биохимического) осаждения из морской воды, а также в результате механического пересотложения и истирания более или менее литифицированных осадков. Существенно, что перед захоронением кальцитовый ил перемешался течениями и волнением, оставаясь в одних случаях вблизи от места своего образования, в других – выносился в более глубоководные зоны. Периодическое поступление глинистого материала с прилегающих участков суши приводило к смешиванию карбонатного ила и глинистого вещества и формированию в дальнейшем известковых мергелей.

Кристаллические доломиты, исключая отмеченные выше межбаровые микрокристаллические разновидности, возникли, вероятно, за счет перекристаллизации зернистых доломитов.

Таким образом, структура и состав карбонатных пород ченчинской рифогенной формации являются результатом комплексного воздействия биотических и абиотических факторов среды и постседиментационных процессов.

### Терригенные породы

Среди терригенных пород в ченчинской рифогенной формации выделяются песчаники, алевролиты и аргиллиты.

Песчаники. В формации они редки, однако в разрезах на р. Витим и в низовьях р. Челончён слагают значительную часть формации. В частности, на р. Челончён песчаники составляют 10% мощности разреза формации, а в верхней части формации – 20% (см. рис. 5). Макроскопически – это зеленовато-, темно-серые, буроватые, волнисто-, косо- и горизонтально-слоистые породы со знаками мелкой часто интерференционной ряби и иногда трещинами усыхания на поверхностях наслоения. Содержание обломочного материала в них равно 50–70, редко 80–90%. По составу кластического материала они относятся к кварцевым песчаникам. Суммарное количество других компонентов обломочной части (кислых плагиоклазов, микроклина, микрокварцитов, слюд, глауконита, циркона, турмалина) не превышает 10–20%, а в большинстве образцов составляет 1–7%. Наиболее широко из второстепенных компонентов обломочной части распространены слюды (биотит, гидрослюды). Песчаники преимущественно мелкозернистые (0,1–0,25 мм) Крайне редко отмечались средне- (0,25–0,5 мм) и разномзернистые (0,1–0,8 мм) разновидности. Характеризуются, как правило, плохой сортировкой; часто встречаются обломки кварца алевролитового размера. Обломки разнообразной формы (близкие к изометричным, удлиненно-призматические, неправильно-угловатые), неокатанные и полуокатанные. Степень окатанности зависит от размеров обломков; крупные обломки окатаны лучше, чем мелкие. Цемент базальный, реже поровый. По составу он может быть глинистым, кальцитовым, глинисто-кальцитовым, доломитовым, глинисто-доломитовым. Преобладает кальцитовый и глинисто-кальцитовый цемент. Строение песчаников микрокослоистое, отмечалась микроградационная слоистость. Микрослоистость подчеркивается неравномерным распределением обломочных компонентов.

Алевролиты. В формации они в целом редки. Приурочены преимущественно к тем же разрезам, что и песчаники. В частности, на р. Челончён в верхней части формации количество их достигает 28% (см. рис. 5). Макроскопически – это серые, зеленовато-, темно-серые, волнисто-косослоистые, тонко-среднеплитчатые породы, часто со знаками мелкой ряби и струй течений на поверхностях наслоения. Состав обломков тот же, что и у песча-

ников. Отмечается лишь существенно большее количество слюд. По размеру зерен алевролиты подразделяются на мелкие (0,01–0,05 мм), крупные (0,05–0,1 мм) и разнозернистые алевролиты (0,01–0,1 мм). Они характеризуются плохой сортировкой. В них многочисленны обломки пелитовой размерности. Зерна неокатанные (угловатые, резко угловатые). Цемент базальный и порово–базальный. По составу он может быть кальцитовым, глинистым, глинисто–кальцитовым и глинисто–кальцитово–доломитовым. Преобладает глинистый и кальцитовый цемент. Строение пород микро–, горизонтально–, косо– и линзовиднослоистое, обусловленное неравномерным распределением терригенных компонентов; часто слоистость подчеркивается ориентированными слюдами.

Аргиллиты. В ченчинской рифогенной формации они встречаются крайне редко (см. рис. 5). Это серые, темно–, зеленовато–серые, тонкоплитчатые и листоватые породы. Они подразделяются на известковые, доломитовые и собственно аргиллиты. Известковые аргиллиты представлены известково–глинистой массой, в которой встречаются обломки кварца и слюд. Иногда кальцит и глинистый материал распределены неравномерно. Доломитовые аргиллиты, которые отмечались в единичных случаях, сложены тонкой глинисто–доломитовой массой, в которой, как правило, много мелких кварцевых обломков. Собственно аргиллиты могут быть известковистыми, доломитистыми и алевритистыми. Сложены они в основном чешуйчатым глинистым материалом с закономерным погасанием. Карбонатный материал и обломки кварца концентрируются в виде микролинз и микрослоек, которые определяют микрогоризонтально– и линзовиднослоистое строение аргиллитов.

Условия образования терригенных пород. Образование терригенных пород происходило обычно в относительно мелководных условиях как в зоне литорали, так и в верхней части сублиторали внутреннего шельфа. Мелкая интерференционная рябь в сочетании с редкими трещинами усыхания и микроградационной слоистостью свидетельствует об образовании некоторых типов терригенных пород в приливно–отливной зоне. В частности, микроградационная слоистость характерна для этих зон в современных областях с терригенным осадконакоплением /Рейнек, Сингх, 1981; Wunderlich, 1969/. Плохая сортировка обломочного материала в терригенных породах указывает, в общем, на не очень активные гидродинамические условия седиментации и достаточно быстрое осаждение материала. Отдельные прослойки мелкозернистого песчаника и крупного алевролита среди глинисто–алевролитовых пород возникли, по–видимому, в периоды экстремальных штормов. Аргиллиты из нижней части формации образовались, скорее всего, в относительно глубоководных условиях.

### Особенности строения ченчинской рифогенной формации

В настоящее время существуют многочисленные подходы к изучению рифогенных карбонатных образований, позволяющие провести их систематизацию и выяснить условия образования. Среди таких подходов, по–видимому, можно назвать следующие: палеогеографический, геоморфологический, стадийный, геохимический, палеоэкологический, литологический, ландшафтно–экологический, тектонический и различные их комбинации /Ископаемые рифы..., 1968; Шуйский, 1973; Ископаемые органогенные..., 1975; Корреляция..., 1976; Максимов и др., 1976; Кузнецов, 1978; Журавлева, Равикович, 1973; Журавлева, Мягкова, 1979; Методическое..., 1982;

Журавлева, 1983; Преображенский, 1983; и др./ В результате проведенных исследований достаточно хорошо изучены как ископаемые (преимущественно фанерозойские), так и современные органогенные постройки. Следует заметить, что значительная часть работ посвящена изучению собственно органогенных сооружений; значительно меньше внимания уделяется исследованию крупных сложных ассоциаций горных пород, которые включают в себя разнообразные по форме, размеру и структуре карбонатные тела биогенного происхождения. Вместе с тем такие сложные ассоциации горных пород, рассматриваемые нами в качестве рифогенных формаций, широко распространены среди образований позднего докембрия.

Нам представляется, что одним из возможных подходов к изучению состава, структуры и условий образования таких ассоциаций горных пород является парагенетический. Поэтому при выявлении особенностей строения ченчинской рифогенной формации за основу взяты принципиальные положения учения Н.С. Шатского /1960, 1965/ о формациях как парагенезах пород. Согласно этому учению, необходимым этапом исследования формаций являются выделение и изучение парагенезов пород различного таксономического ранга /Хворова, 1961, 1963; Жарков, Жаркова, 1969; Келлер, 1973; Жарков, Чечель, 1973; Цейслер, 1977, 1980; и др./.

Карбонатные породы как элементарные единицы формации рассматриваются на уровне их основных структурных типов, а терригенные – основных гранулометрических классов. Таким образом, при дальнейших построениях используются следующие породы: известняки (строматолитовые, зернистые, кристаллические, сильноглинистые), доломиты (строматолитовые, зернистые), песчаники, алевролиты и аргиллиты.

На основании послойного изучения ряда разрезов формации установлено, что перечисленные выше породы встречаются не хаотически, а следуют друг за другом, образуя закономерные, часто повторяющиеся наборы пород. Для примера на рис. 6 показано строение разреза верхней части формации на р. Жук. Таким же образом было выяснено строение и ряда других разрезов формации.

При выделении наборов мы исходили из анализа взаимоотношений конкретных типов пород. Так, при изучении взаимоотношений между зернистыми и строматолитовыми известняками отмечено, что строматолитовые известняки, залегающие, как правило, с резкой границей на кристаллических, перекрываются зернистыми, или же зернистые известняки заполняют межбиогермное пространство. Значит, можно предположить, что в процессе седиментации в первый момент образовывались биогермы, а затем (при дальнейшем формировании биогермов или после завершения их развития) каналы между ними заполнялись зернистыми известняками, которые имеют обычно биогенную природу. Эта закономерность отмечалась и другими исследователями /Королюк, 1968; Дольник, Воронцова, 1974/. Таким же образом рассматривались соотношения между другими породами.

В ченчинской рифогенной формации выделено 23 типа наборов. Они подразделяются на три группы: карбонатную, карбонатно-терригенную и терригенную.

В карбонатную группу входят следующие 10 наборов: известняк строматолитовый – известняк кристаллический, известняк строматолитовый – известняк зернистый – известняк кристаллический, известняк строматолитовый – известняк зернистый, известняк строматолитовый – известняк сильно глинистый – известняк кристаллический, известняк строматолитовый – известняк сильно глинистый, известняк строматолитовый – известняк зернистый – известняк сильно глинистый, известняк зернистый – известняк

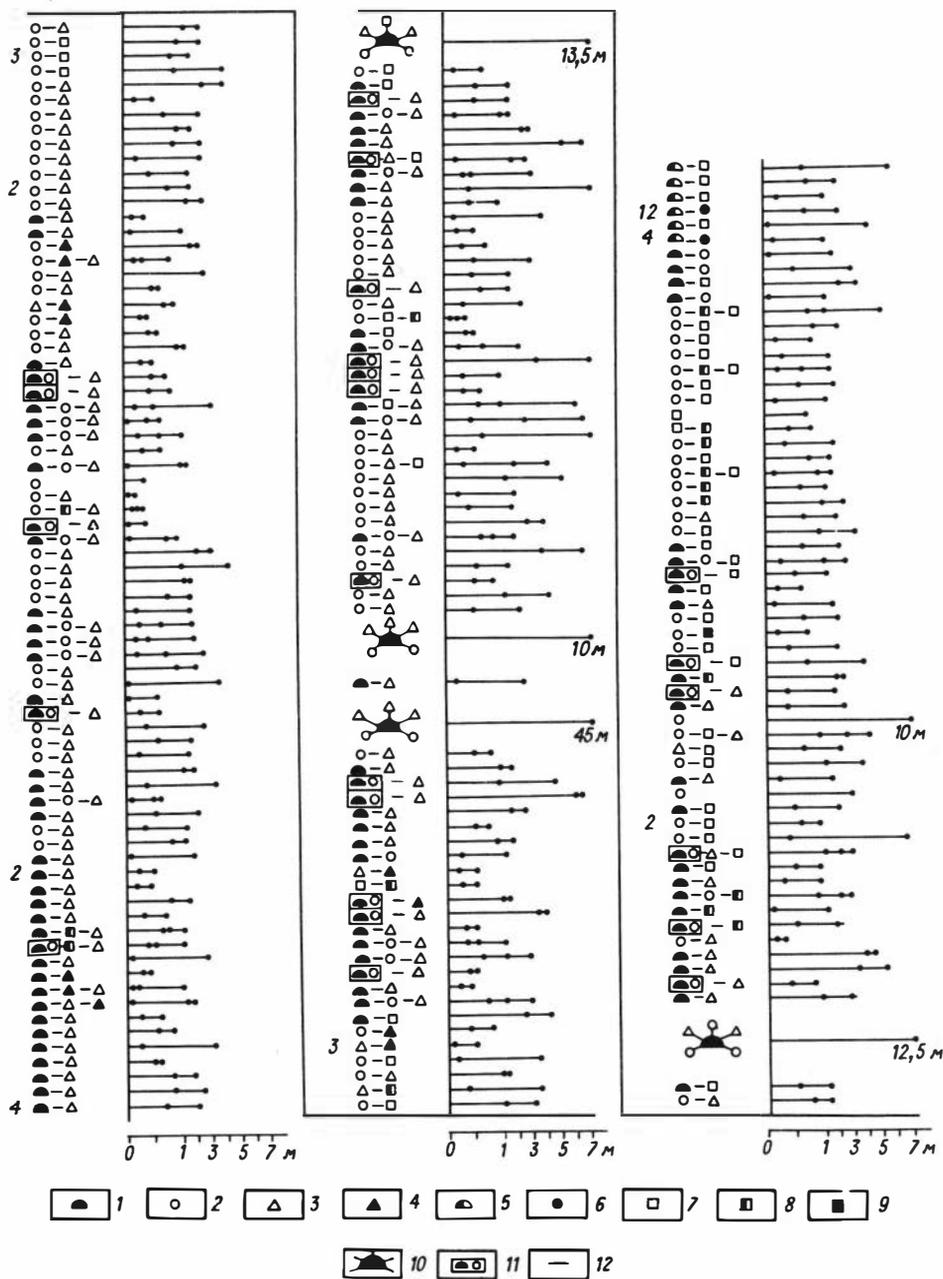


Рис. 6. Распределение наборов пород по разрезу верхней части ченчинской рифогенной формации на р. Жуе.

1-9 - элементы наборов: 1-4 - известняки (1 - строматолитовые, 2 - зернистые, 3 - кристаллические, 4 - сильно глинистые), 5, 6 - доломиты (5 - строматолитовые, 6 - зернистые), 7 - песчаники, 8 - алевролиты, 9 - аргиллиты; 10 - эвбиогермные комплексы; 11, 12 - соотношения

кристаллический, известняк зернистый – известняк сильно глинистый, известняк кристаллический – известняк сильно глинистый, доломит строматолитовый – доломит зернистый.

Карбонатно-терригенная группа представлена 11 типами: известняк строматолитовый – известняк зернистый – песчаник, известняк строматолитовый – известняк зернистый – алевролит, известняк строматолитовый – песчаник, известняк зернистый – песчаник, известняк зернистый – алевролит, известняк зернистый – песчаник – алевролит, известняк зернистый – алевролит – песчаник, известняк зернистый – песчаник – известняк кристаллический, известняк зернистый – аргиллит, известняк кристаллический – алевролит, доломит строматолитовый – песчаник.

В терригенной группе выделены два типа наборов: песчаник – алевролит и алевролит – аргиллит.

Наборы, как видно, являются двух- или трехэлементными. В составе формации встречаются и четырехэлементные наборы пород, однако они не рассматриваются вследствие их ограниченного распространения.

Наиболее широко среди карбонатных наборов в формации распространены наборы типа известняк строматолитовый – известняк кристаллический (рис. 7, а). Они преобладают в нижней части формации (где встречаются практически во всех разрезах), а также и в верхней. Мощность наборов изменяется от 0,3 до 8,0 м, но обычно равна 0,5–2,0 м (рис. 8). Второй элемент набора, как правило, более мощный. В своей нижней части серые, реже с лиловым оттенком, кристаллические известняки обогащены глинистым или алевролитистым материалом. Выше количество этого материала уменьшается и верхняя часть второго элемента слагается относительно чистыми известняками, которые могут иногда включать интракласты известнякового состава от микроскопических размеров до галек. Кристаллические известняки наборов этого типа из верхней части формации содержат значительное количество терригенного материала. Они могут быть глинистыми и алевропесчанистыми. В них отмечаются косая слоистость, линзы плоскогалечных конгломератов и другие признаки, свидетельствующие о мелководных с высокой энергией среды условиях седиментации. Таким образом, эти наборы на верхней части формации отражают изменение условий осадконакопления: увеличение количества привнесенного терригенного материала и возрастание гидродинамической активности, что, возможно, является следствием регрессивной направленности седиментационного процесса. Отметим, что в наборах из нижней части формации эта направленность не проявляется достаточно определенно. Можно лишь предполагать, что на рост строматолитов, которые формировались в несколько более глубоководных условиях, чем строматолиты из верхней части формации, оказывал влияние терригенный материал, вызывавший уменьшение прозрачности придонных вод и как результат этого – замедление процессов фотосинтеза и прекращение роста строматолитов.

Наборы типа известняк строматолитовый – известняк зернистый – известняк кристаллический широко распространены в верхней части формации и значительно реже отмечались в нижней. Среди наборов этого типа различаются две разновидности. Первая характеризуется тем, что зернистые известняки, имеющие (как и строматолитовые), как правило, фитогенную

---

элементов (11 – латеральное, 12 – вертикальное). Горизонтальными отрезками показаны мощности элементов и наборов. Цифры слева от наборов – количество одинаковых по мощности наборов.

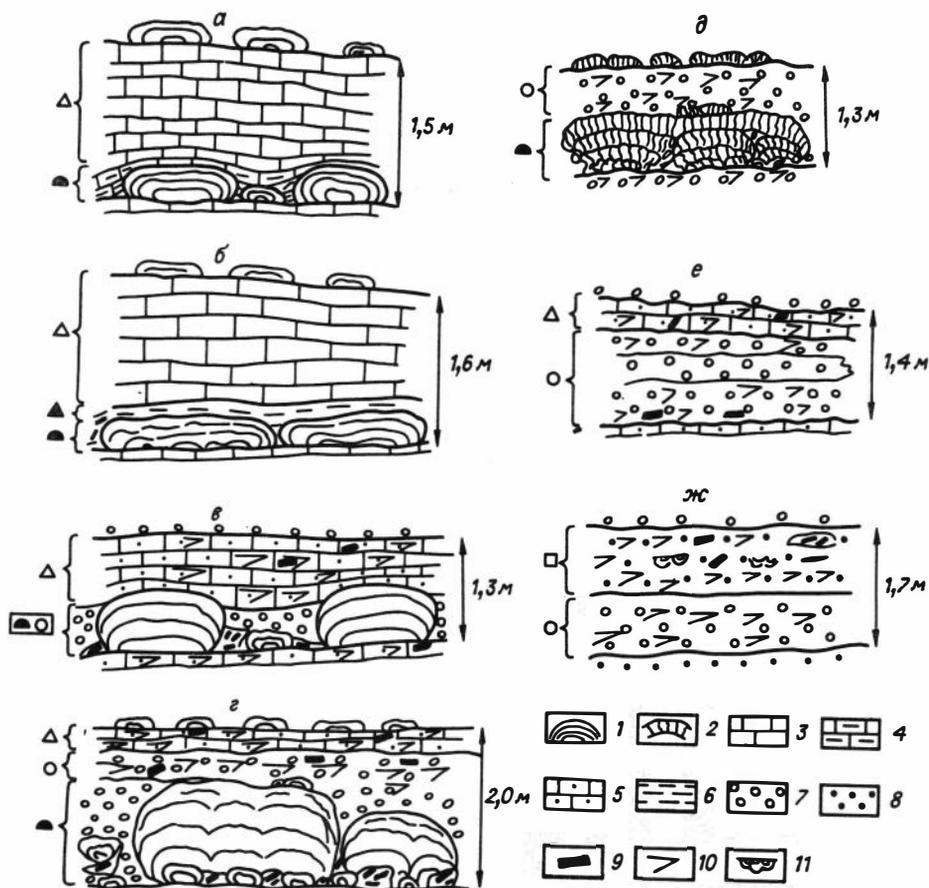


Рис. 7. Строение некоторых типов наборов пород.

1, 2 - известняки строматолитовые (1 - из нестолбчатых строматолитов, 2 - из столбчатых строматолитов); 3-5 - известняки кристаллические (3 - относительно чистые, 4 - с примесью терригенного материала, 5 - алевропесчанистые); 6 - известковые мергели; 7 - зернистые известняки; 8 - песчаники; 9 - плоские известняковые гальки; 10 - косая слоистость; 11 - следы течения осадка. а, б - нижняя часть формации (а - р. Лена, у дер. Тинной, б - р. Бол. Патом, у устья р. Бол. Таймендры); в-ж - верхняя часть формации (в - р. Жуя, у зим. Кресты, г - р. Лена, у дер. Тинной, д - р. Лена, против устья р. Бол. Патом, е - р. Жуя, у зим. Кресты, ж - р. Жуя, у зим. Кресты). Ост. усл. обозн. см. на рис. 6.

природу, располагаются на одном уровне со строматолитовыми породами, заполняя пространство между биогермами (см. рис. 7, в), причем зернистые известняки не перекрывают наиболее крупные строматолитовые постройки. Для второй разновидности характерно то, что зернистые известняки, располагаясь между биогермами, перекрывают их, занимая пространство по вертикали между строматолитовыми и кристаллическими известняками (см. рис. 7, г). Мощность таких наборов изменяется от 0,6 до 5 и даже 8 м, составляя в среднем 1,0-2,5 м (см. рис. 8). Соотношение

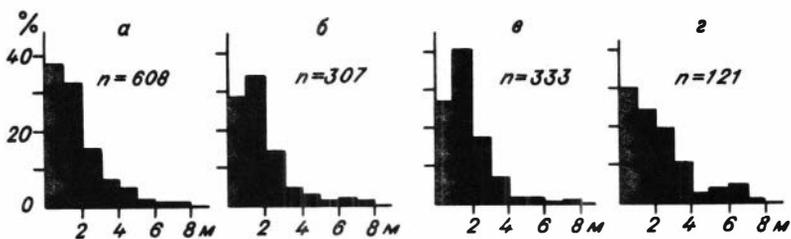


Рис. 8. Гистограммы распределения мощностей некоторых типов карбонатных наборов ( $n$  — здесь количество наборов, а далее ассоциаций, комплексов).

а — г — типы наборов: а — известняк строматолитовый — известняк кристаллический, б — известняк строматолитовый — известняк зернистый — известняк кристаллический, в — известняк зернистый — известняк кристаллический, г — известняк строматолитовый — известняк зернистый.

между элементами различное. В одних случаях по мощности преобладают первые два элемента (строматолитовые и зернистые), в других — третий (кристаллический). Известняки первых двух элементов характеризуются относительной чистотой, третий же содержит значительное количество терригенного материала. Для кристаллических известняков характерны косая слоистость, следы взмучивания осадка и карбонатные интракласты. В целом эти наборы фиксируют этапность поступления терригенного материала в бассейн седиментации.

Наборы типа известняк строматолитовый — известняк зернистый встречаются преимущественно в верхней части формации. Мощность их изменяется от 0,5 до 8,0 м, при средних значениях 0,8–2,5 м (см. рис. 8). Для этих наборов характерно, что строматолитовые известняки в них преимущественно столбчатые, а зернистые — косослоистые, иногда с существенным содержанием доломита и терригенного материала (см. рис. 7, д). Механизм образования наборов этого типа представляется следующим образом. При формировании строматолитовых построек количество зернистого материала было минимальным или же зона образования построек была для него транзитной, поэтому он концентрировался лишь в межстолбиковом пространстве. Порционные привносы зернистого материала приводили к гибели водорослевых колоний и захоронению построек.

Наборы типа известняк строматолитовый — известняк сильно глинистый — известняк кристаллический отмечались в единичных случаях как в нижней, так и в верхней частях формации (см. рис. 7, б). Мощность их изменяется от 0,5 до 2,4 м. Мощность второго элемента, как правило, меньше первого и третьего, и только в двух случаях отмечались соизмеримые мощности элементов. Эти наборы можно рассматривать как крайний случай наборов типа известняк строматолитовый — известняк кристаллический, в которых нижняя часть второго элемента иногда содержит существенное количество глинисто-алевритистого материала.

Наборы типа известняк строматолитовый — известняк сильно глинистый крайне редко отмечались в нижней и верхней частях формации. Их мощность изменяется от 0,2 до 0,6 м, достигая в одном случае 1,4 м. Первый элемент несколько мощнее второго.

Наборы типа известняк строматолитовый — известняк зернистый — известняк сильно глинистый встречены в верхней части формации. Мощность их варьирует от 0,4 до 0,8 м, и только в одном случае достигает

4,0 м. Строматолитовый и зернистый элементы набора находятся на одном уровне, т.е. строматолитовые постройки перекрываются непосредственно сильно глинистыми известняками. Мощность первых двух элементов значительно больше третьего. Эти наборы можно рассматривать как частный случай наборов типа известняк строматолитовый – известняк зернистый – известняк кристаллический.

В верхней части формации довольно широко распространены наборы типа известняк зернистый – известняк кристаллический (см. рис. 7, е). Мощность их изменяется от 0,3 до 8,0 м, составляя в среднем 1,0–2,0 м (см. рис. 8). Мощность первого элемента, как правило, больше второго. Первый элемент представлен относительно чистыми известняками, а второй содержит существенное количество терригенного материала. Эти наборы также в общем случае отражают этапность уменьшения и усиления привноса терригенного материала.

Наборы типа известняк зернистый – известняк сильно глинистый редко отмечались в основании формации и иногда в ее верхней части. Мощность их колеблется от 0,3 до 0,5 м и только в двух случаях достигает 1,2 м. Первый элемент несколько мощнее второго.

Наборы типа известняк кристаллический – известняк сильно глинистый приурочены к основанию формации. Мощность наборов редко превышает 0,5 м и только в исключительных случаях достигает 1,0 и даже 10,0 м. Первый элемент практически всегда мощнее второго. Эти наборы образовались, по-видимому, в условиях постоянной скорости седиментации карбонатного материала при периодическом увеличении количества привнесенного глинистого вещества.

Наборы типа доломит строматолитовый – доломит зернистый встречаются только в доломитовой пачке, венчающей разрез формации. Мощность наборов изменяется от 0,7 до 3,0 м. Второй элемент в большинстве наборов мощнее первого. Образовались они в таких же условиях, как и наборы типа известняк строматолитовый – известняк зернистый.

Карбонатно-терригенные наборы установлены преимущественно в верхней части формации. Довольно широко они распространены в нижней части формации на р. Витим, а также, судя по описанию ряда исследователей /Жарков, Чечель, 1964; Дольник, Воронцова, 1971; Опорные разрезы..., 1972/, на р. Чае и в низовьях р. Бол. Чуи. Наиболее часто среди них встречаются наборы типа известняк зернистый – песчаник (см. рис. 7, ж). Их мощность изменяется от 0,4 до 9,0 м, при средних значениях – от 1,0 до 3,5 м. В наиболее мощных наборах преобладает первый элемент.

Довольно часты и наборы типа известняк строматолитовый – известняк зернистый – песчаник, которые приурочены к верхам формации. Среди них выделяются две разновидности. В первой зернистые и строматолитовые известняки находятся на одном уровне и строматолитовые постройки перекрываются песчаниками, а во второй между строматолитовыми известняками и песчаниками залегает слой зернистых известняков. Мощность наборов варьирует от 1,0 до 5,2 м, достигая в одном случае 10,0 м. Обычно первые два элемента мощнее третьего.

Сравнительно часто отмечались наборы типа известняк строматолитовый – песчаник. Мощность их колеблется от 0,5 до 4,5 м, при средних значениях 1,2–2,5 м. В большинстве наборов мощнее первый элемент.

Остальные наборы карбонатно-терригенной группы: известняк строматолитовый – известняк зернистый – алевролит, известняк зернистый – алевролит, известняк зернистый – песчаник – алевролит, известняк зернистый – алевролит – песчаник, известняк зернистый – песчаник – известняк

кристаллический, известняк зернистый – аргиллит, известняк кристаллический – алевролит и доломит строматолитовый – песчаник отмечались крайне редко. Мощность их изменяется от 0,35 до 4,0 м, достигая иногда 5,5 и даже 8,0 м.

Как видно, карбонатно–терригенные наборы в большинстве случаев состоят из карбонатных, имеющих обычно фитогенное происхождение, и терригенных элементов. Они образовались в результате пульсационного привноса терригенного материала, который мешал накоплению фитогенных карбонатов.

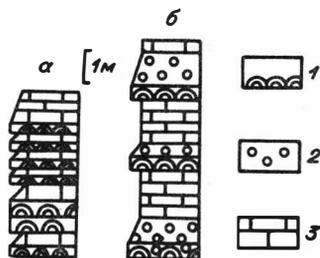
Терригенные наборы типа песчаник – алевролит и алевролит – аргиллит распространены ограниченно. Они характерны для верхней части формации челоченских и витимских разрезов. Мощность их варьирует от 0,05–0,1 до 7,0–8,0 м, при средних значениях 0,5–2,0 м. Наборы, которым свойственны мелководные условия образования, отражают изменение (резкое или постепенное в зависимости от характера границ между элементами) энергии среды седиментации при активном привносе терригенного материала.

При изучении ченчинской карбонатной рифогенной формации особое внимание было уделено выяснению пространственных взаимоотношений наборов пород друг с другом. Были установлены разнообразные формы сочетания наборов. Некоторые из них распределяются не хаотически, а следуют друг за другом, образуя целые сообщества однотипных наборов /Хабаров, 1982/. Сообщества слагаются карбонатными, карбонатно–терригенными и терригенными наборами. Из 23 выделенных типов наборов сообщества образуют только 14; для остальных такая форма сонахождения не характерна. Интересно, что из 10 карбонатных наборов 8 формируют сообщества, а из 11 карбонатно–терригенных только 4. Остальные типы наборов не образуют сообщества и их можно рассматривать как второстепенные для ченчинской рифогенной формации в отличие от основных (формирующих сообщества) наборов. Сообщества построены преимущественно из двухэлементных наборов; из 14 образующих сообщества наборов лишь 3 являются трехэлементными. Подобные сообщества уже описывались в других осадочных формациях, например в соленосных /Жарков, Жаркова, 1969; Благовидов, 1978/. В карбонатных рифогенных формациях некоторые их типы в какой–то мере соответствуют парагенезам, выделяющимся под названием биоритмитов /Королук, Михайлова, 1970, 1975/, при условии, что межstromатолитовые слои представлены одним типом породы. К наборам, образующим сообщества, относятся следующие: карбонатные (известняк строматолитовый – известняк кристаллический, известняк строматолитовый – известняк зернистый – известняк кристаллический, известняк строматолитовый – известняк зернистый – известняк кристаллический, известняк сильно глинистый – известняк кристаллический, известняк зернистый – известняк кристаллический, известняк зернистый – известняк сильно глинистый, известняк кристаллический – известняк сильно глинистый, доломит строматолитовый – доломит зернистый), карбонатно–терригенные (известняк строматолитовый – известняк зернистый – песчаник, известняк зернистый – песчаник, известняк зернистый – алевролит, доломит строматолитовый – песчаник), терригенные (песчаник – алевролит, алевролит – аргиллит).

Остановимся на характеристике сообществ. Данные об их строении и распространении приводятся в основном по следующим разрезам: жуинским (см. рис. 4, XVI, XVII); ленским (см. рис. 4, IX, XII), большепатомским (см. рис. 3, III, V).

Рис. 9. Строение отдельных сообществ од-  
нотипных наборов на р. Жуге.

а - из нижней части формации, б - из  
верхней. 1-3 - известняки: 1 - стромато-  
литовые, 2 - зернистые, 3 - кристаллические.



Наиболее распространены сообщества,  
образованные наборами типа известняк стро-  
матолитовый - известняк кристаллический.

Они широко развиты в нижней части формации (рис. 9, а). Мощность их (зависящая в общем случае от количества наборов) колеблется от 1,5 до 48,9 м, но в большинстве случаев составляет 2,0-10,0 м (рис. 10, а). Количество наборов, входящих в сообщества, изменяется от 2 до 27, при средних значениях 2-7. Интересно, что в нижней части формации сообщества имеют большую мощность, а также большее число входящих в них наборов, чем в верхней.

Второе место по распространению занимают сообщества, сложенные наборами типа известняк кристаллический - известняк сильно глинистый. Они типичны низам нижней части формации. В верхней части подобные сообщества отмечались в единичных случаях только в разрезе на р. Лене против устья р. Бол. Патом. Мощность их варьирует от 0,4 до 46,0 м, при средних значениях 2,0-10,0 м. Количество наборов изменяется от 3 до 68, составляя в среднем 10-30. Для таких сообществ характерна практически прямая зависимость мощности сообществ от количества входящих в них наборов.

Довольно часто встречаются сообщества, образованные трехэлементными наборами типа известняк строматолитовый - известняк зернистый - известняк кристаллический. Приурочены они преимущественно к верхней части формации. Мощность их варьирует от 1,0 до 10,7 м, при средних значениях 2,0-5,0 м, а число наборов составляет 2-3, редко 4-5. Мощность сообществ зависит как от количества, так и от мощности образующих их наборов (см. рис. 10, в).

Сообщества, образованные наборами типа известняк строматолитовый - известняк зернистый, встречаются относительно редко и, как правило, лишь в верхней части формации. Чаще всего они отмечались в разрезе на

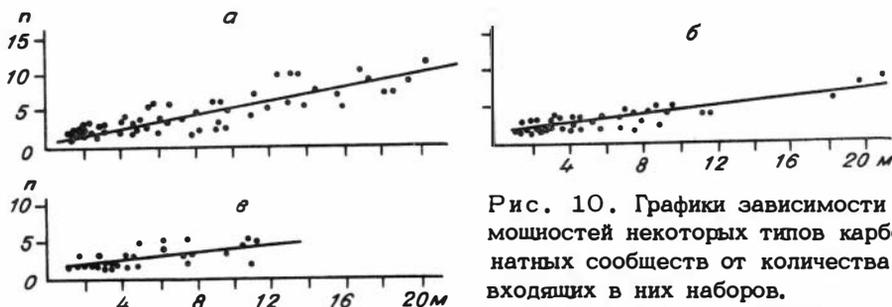


Рис. 10. Графики зависимости мощностей некоторых типов карбонатных сообществ от количества входящих в них наборов.

а-в - типы сообществ: а -

известняк строматолитовый - известняк кристаллический, б - известняк зернистый - известняк кристаллический, в - известняк строматолитовый - известняк зернистый - известняк кристаллический.

р. Лене против устья р. Бол. Патом. Единичные сообщества встречены в тиниковском и жуинском разрезах. Мощность их изменяется от 3,0 до 19,0 м. Число наборов равно 2–3 и только в двух случаях – 8. Мощность сообществ зависит от количества наборов.

Нередки сообщества наборов типа известняк зернистый – известняк кристаллический. Мощность их колеблется от 1,0 до 22 м. Мощность сообществ существенно зависит от количества входящих в них наборов (см. рис. 10,б). Остальные карбонатные сообщества встречаются очень редко. Например, сообщества из наборов известняк зернистый – известняк сильно глинистый отмечались всего два раза: в нижней части формации в разрезе у устья р. Бол. Таймендры и в верхней части формации в разрезе против устья р. Бол. Патом. Количество наборов равно 2, а мощность 3,8 и 2,2 м соответственно. В последнем разрезе зафиксировано сообщество из трехэлементных наборов типа известняк строматолитовый – известняк сильно глинистый – известняк кристаллический. Мощность его равна 3,3 м, а число наборов – 2.

Доломитовые сообщества, сложенные наборами типа доломит строматолитовый – доломит зернистый, встречаются в тех разрезах, где обнажена верхняя доломитовая пачка формации. Всего отмечено три таких сообщества мощностью 4,0, 8,0 и 24,0 м. Количество наборов в первых двух равно 4, а в третьем – 12.

Среди карбонатно-терригенных сообществ наиболее часто встречались образованные наборами типа известняк зернистый – песчаник. Они характерны для верхней части формации. Мощность их варьирует в очень широких пределах – от 0,8 до 22,6 м, при средних значениях 2,0–10,0 м. Количество наборов равно 2–3 и только в одном случае – 5. Мощность сообществ зависит от мощности образующих их наборов. Остальные сообщества, образованные хемогенно-терригенными наборами, отмечались по одному разу. Количество наборов в них не превышает 3, а мощность равна 3,3–8,7 м. Все они наблюдаются лишь в верхней части формации.

Терригенные сообщества, состоящие из наборов типа песчаник – алевролит и алевролит – аргиллит, характерны для верхней части формации челончёнских и витимских разрезов. Мощность сообществ изменяется от 2,5 до 26,0 м, а количество наборов в них – от 3 до 29.

Сообщества однотипных наборов возникли в результате многократной смены условий седиментации. Например, сообщества наборов типа известняк строматолитовый – известняк зернистый свидетельствуют, что в бассейне седиментации происходило перемещение баров зернистых карбонатных осадков, которые периодически засыпали строматолитовые постройки, образовавшиеся в периоды относительной стабильности субстрата.

Дальнейшее изучение особенностей внутреннего строения ченчинской рифогенной формации показало, что в ней выделяются относительно крупные литологические ассоциации: биогермные и абиогермные /Хабаров, 1982в/. Биогермные ассоциации представлены наборами и сообществами, в строении которых принимают участие строматолитовые породы, а абиогермные – сообществами и наборами без строматолитового элемента. В зависимости от сложности строения среди ассоциаций выделяются простые и сложные. Простые ассоциации образованы из однотипных наборов, а сложные – из сочетания наборов разного типа либо из нескольких сообществ, либо из сочетания разнотипных наборов и сообществ (рис. 11, 12).

Мощность биогермных ассоциаций изменяется в широких пределах (от 2–3 до 50 м), однако обычно не превышает 25 м (рис. 13). Абиогермные ассоциации, как правило, несколько меньшей мощности; более 50%

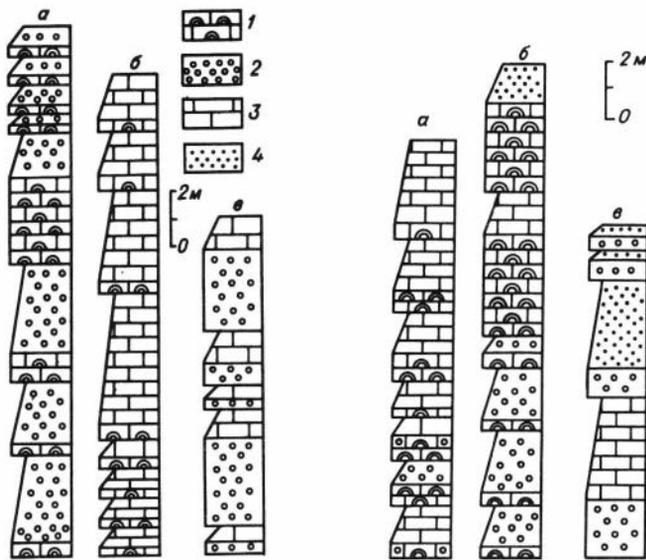


Рис. 11. Строение простых карбонатных ассоциаций.

а-в - ассоциации: а, б - биогермные, в - абиогермная (а - левый берег р. Лены, 2 км ниже устья р. Бол. Патом, б - р. Мал. Патом, у устья руч. Чеппелээх, в - левый берег р. Лены, у дер. Тинной). 1 - 3 - известняки: 1 - строматолитовые, 2 - зернистые, 3 - кристаллические; 4 - песчаники.

Рис. 12. Строение сложных ассоциаций.

а - в - ассоциации: а, б - биогермные, в - абиогермная (а, б - р. Бол. Патом, ниже дер. Патом, в - левый берег р. Лены, у дер. Тинной). Усл. обозн. см. на рис. 11.

изученных абиогермных ассоциаций имеют мощность 2-5 м (см. рис. 13,б). По своему составу абиогермные ассоциации могут быть карбонатными, карбонатно-терригенными и терригенными, а биогермные - карбонатными и редко - карбонатно-терригенными.

Анализ пространственных взаимоотношений ассоциаций показал, что они комбинируются в биогермные и абиогермные комплексы. Абиогермные комплексы представлены только абиогермными ассоциациями, а биогермные состоят из биогермной и абиогермной. Среди биогермных комплексов нами выделяются миобиогермные, сходные по своему строению с биоритмитовыми толщами /Королюк, Михайлова, 1975/, и собственно биогермные (эвиогермные), представляющие собой массивы строматолитовых известняков и характеризующиеся непрерывным строматолитовым каркасом. В этом случае абиогермные ассоциации (иногда в них встречаются мелкие постройки строматолитов) слагают разрезы межбиогермных "ванн" и каналов.

Заметим, что эвиогермные комплексы трудно отнести к какому-нибудь типу органогенных ископаемых построек, выделенных И.К. Королюк и М.В. Михайловой /1975/. Дело в том, что морфологически они представляют собой удлиненные линзовидные тела типа биостромных массивов, протягивающиеся на многие десятки километров, однако внутренняя структура

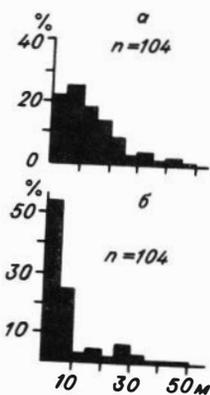


Рис. 13. Гистограммы распределения мощностей биогермных (а) и абиогермных (б) ассоциаций.

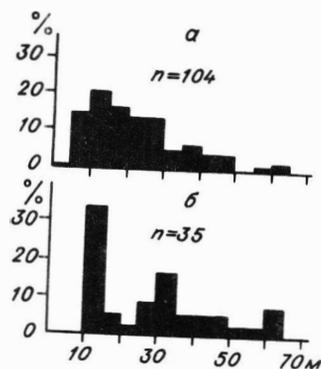


Рис. 14. Гистограммы распределения мощностей миобиогермных (а) и эвибиогермных (б) комплексов.

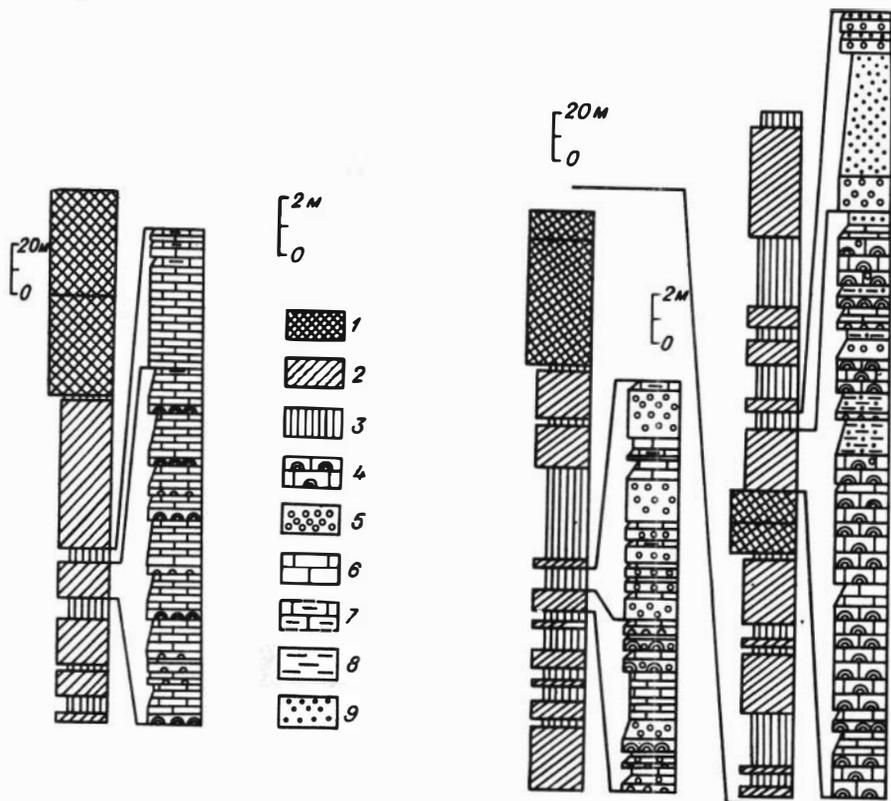


Рис. 15. Строение нижней субформации ченчинской рифогенной формации на р. Жуе.

1 - собственно биогермные комплексы; 2, 3 - ассоциации: 2 - биогермная, 3 - абиогермная; 4-7 - известняки: 4 - строматолитовые, 5 - зернистые, 6 - кристаллические, 7 - сильно глинистые; 8 - алевролиты, 9 - песчаники.

Рис. 16. Строение верхней субформации ченчинской рифогенной формации на р. Жуе.

Усл. обозн. см. на рис. 15.

их отлична, поскольку сложены они различными по форме и размерам биогермами. Нельзя, по-видимому, классифицировать их и как биогермные массивы, так как они характеризуются, согласно определению, более или менее куполовидной формой, а основание их измеряется сотнями метров, реже несколькими километрами. Трудно назвать их и биогермными пластами, поскольку термин "биогермный пласт" введен для обозначения относительно маломощных (до первых метров) органогенных построек /Задорожная и др., 1973/.

Эвбиогермные комплексы являются чисто карбонатными, а комплексы, сходные с биоритмитами, могут быть карбонатными и карбонатно-терригенными. Мощность миобиогермных комплексов изменяется от 7 до 65 м. Наиболее широко распространены миобиогермные комплексы мощностью 8–30 м (рис. 14,а). Мощность эвбиогермных комплексов варьирует от 10 до 65 м, но наиболее часто встречаются комплексы мощностью 10–15 и 30–35 м (см. рис. 14,б). Они имеют сложное строение. В их образовании участвуют различные по форме и размерам биогермы. Высота отдельных биогермов может достигать 10–20 м, а диаметр – более сотни метров (фото 25). Нередко мелкие биогермы располагаются в основании комплексов и являются основой для образования более крупных биогермных тел (фото 26). Крупные биогермы сложно сочленяются: в одних случаях непосредственно контактируют друг с другом, а иногда между ними находятся различные по размерам (от первых метров до 50–70 м) "ванны" и каналы (фото 27–30).

В строении абиогермных ассоциаций эвбиогермных комплексов участвуют как отдельные типы пород (оолито-пизолитовые, интракластические, кристаллические известняки, иногда мергели), так и разнообразные наборы пород. Для примера опишем строение абиогермной ассоциации эвбиогермного комплекса, обнаженного на левом берегу р. Бол. Патом, в 2,0 км ниже устья р. Челончён. В составе ассоциации выделяются следующие наборы пород: 1) известняк кристаллический (0,7 м) – мергель известковый (0,03 м); 2) известняк кристаллический (0,55 м) – мергель известковый (0,25 м); 3) известняк зернистый, интракластический (0,1 м) – известняк кристаллический (0,4 м); 4) известняк зернистый, оолитовый (0,2 м) – известняк кристаллический (0,05 м); 5) известняк зернистый, оолитовый (1,5 м) – известняк кристаллический (0,8 м).

Следует отметить, что типы пород и наборов в абиогермных ассоциациях эвбиогермных комплексов, расположенных на одних и тех же стратиграфических уровнях, существенно отличаются. Так, в эвбиогермном комплексе, расположенном на р. Челончён, в 12 км от устья, межбиогермное пространство заполнено кристаллическими слабо глинистыми известняками, а на р. Чаре – пизолитовыми известняками, причем в ядрах пизолитов обычные интракласты известняка.

Эвбиогермные комплексы образовались в мелководных подвижных водах с минимальным привнесом терригенного материала и достаточным количеством питательных солей, поступавших из более глубоких вод, необходимых для нормальной жизнедеятельности водорослей /Тихий..., 1970/. Развитие комплексов прерывистое. Об этом свидетельствуют отдельные линзовидно-выклинивающиеся слои кристаллических и зернистых известняков, которые вклиниваются со стороны "ванн" в тела крупных биогермов и частично облекают их.

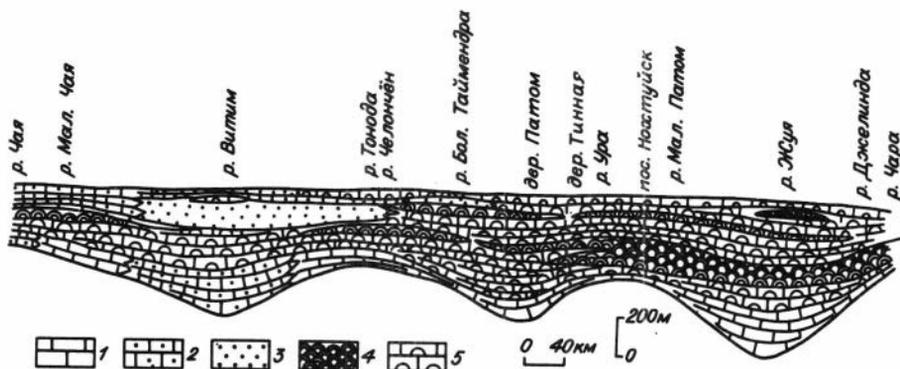


Рис. 17. Строение ченчинской рифогенной формации.

1 - 5 - надкомплексы: 1-3 - абиогермные (1 - карбонатные, 2 - карбонатно-терригенные, 3 - терригенные), 4, 5 - биогермные (4 - эвбиогермные, 5 - миобиогермные).

Миобиогермные комплексы, установленные в составе ченчинской рифогенной формации, отражают определенные этапы в развитии бассейна седиментации. На каждом таком этапе бассейн последовательно проходил две стадии: стадию, в которой периодически реализовались условия, необходимые для развития органогенных построек, и стадию, в которой такие условия не могли реализоваться. Это могло быть связано как с углублением бассейна, так и с миграцией оолито-пизолитовых баров, засыпавших органогенные постройки.

В результате исследований структуры ченчинской рифогенной формации установлено, что мио- и эвбиогермные комплексы встречаются, как правило, не разрозненно, а последовательно следуют друг за другом, образуя надкомплексы.

В формации наряду с биогермными надкомплексами распространены и абиогермные: карбонатные, карбонатно-терригенные и терригенные. Особенности распределения надкомплексов позволяют выделить нижнюю (альянскую) и верхнюю (хольчскую) субформации. Нижняя субформация устроена достаточно просто и в большинстве разрезов состоит из абиогермного, миобиогермного и эвбиогермного надкомплексов. Для примера на рис. 15 показано строение биогермных надкомплексов нижней субформации (р. Жуя). Верхняя субформация построена значительно сложнее. Она характеризуется разнообразием как наборов пород, так и более крупных структурно-вещественных подразделений. В ней выделяется пять надкомплексов: нижний миобиогермный, нижний эвбиогермный, средний миобиогермный, верхний эвбиогермный и верхний миобиогермный. Строение разреза верхней субформации и отдельных миобиогермных комплексов на р. Жуе показано на рис. 16.

Таким же образом были проанализированы и другие разрезы формации. На рис. 17 видно, что, хотя состав и строение формации не всегда соответствуют описанным выше, общая направленность в их изменениях проявляется в большинстве разрезов. Не останавливаясь на деталях взаимоотношения надкомплексов по латерали, отметим, что в карбонатно-терригенном типе разреза на р. Витим (карбонатно-терригенная градиация формации) в нижней субформации происходит замещение карбонатного абиогермного над-

комплекса на карбонатно-терригенный, а собственно биогермного и миобиогермного – на карбонатно-терригенный миобиогермный. В верхней субформации происходят еще более существенные изменения. Так, нижнему миобиогермному надкомплексу на реках Витим и Челончён соответствует терригенный, а нижнему собственно биогермному – миобиогермный карбонатно-терригенный. Существенно, что верхний эвбиогермный надкомплекс, обнаженный на р. Жуге, в других разрезах не прослеживается. Карбонатно-терригенная градация формации установлена и в восточных разрезах на р. Торго, однако она характеризуется значительно меньшей мощностью (чем градация на р. Витим) и существенно большим развитием доломитовых пород.

Таким образом, ченчинская рифогенная формация представляет собой линейно вытянутое дугообразное тело, протягивающееся по периферии Патомского нагорья на расстояние более 600 км. В ее составе выделяются внутриформационные парагенезы пород различного таксономического ранга: наборы пород, сообщества, ассоциации, комплексы и надкомплексы. В составе формации достаточно определенно различаются две субформации (нижняя и верхняя). Анализ пространственных взаимоотношений внутриформационных структурно-вещественных подразделений позволяет установить две карбонатно-терригенные градации, которые, по-видимому, сочленяются друг с другом севернее Уринского поднятия.

#### Условия образования ченчинской рифогенной формации

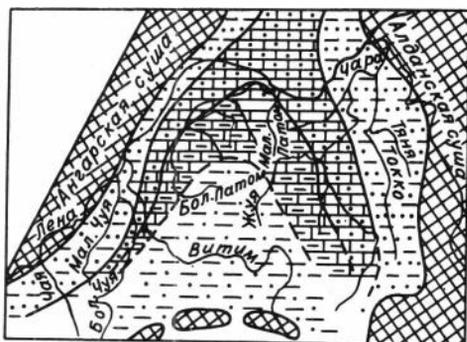
Из приведенного описания формации следует, что в ней широко распространены органогенные строматолитовые постройки, которые в отдельных случаях образуют мощные эвбиогермные комплексы. В связи с этим рассмотрим палеогеографические условия ее образования. Характер перехода от нижележащей терригенно-карбонатной жуинской свиты показывает, что палеогеографическая обстановка ченчинского времени была унаследована от обстановки формирования жуинской свиты.

В жуинское время общая палеогеографическая ситуация представляется следующим образом. Жуинская свита формировалась в бассейне ограниченном с северо-запада и северо-востока Ангарским и Алданским платформенными массивами соответственно. В бассейне седиментации выделяются по направлению от суши следующие зоны: прибрежная терригенная, карбонатно-терригенная и известняково-глинистая /Хабаров, 1982в/. В открытой части бассейна накапливались терригенные осадки (рис. 18). В прибрежной зоне отлагались зеленовато-серые и пестроцветные песчаные и алевритовые осадки с многочисленными седиментационными текстурами, свидетельствующими о мелководных с умеренно турбулентными водами условиях. В карбонатно-терригенной зоне происходило образование преимущественно пестроцветных алевро-глинисто-карбонатных отложений с частыми линзами плоскогалечных конгломератов, знаками ряби и струй течений на поверхностях наложения. В известняково-глинистой зоне на подводном склоне формировались однородные тонкослоистые известковые аргиллиты, мергели и известняки, в которых отмечаются текстуры оплывания мягкого осадка, знаки ряби и струй течений. Редко монотонность тонкослоистых осадков нарушается линзовидными телами плоскогалечных известняковых конгломератов. В целом осадки накапливались в условиях медленного конседиментационного прогибания дна бассейна. Анализ распределения типов осадков и мощностей позволяет предположить, что привнос терригенного материала был незначительным и охватывал только прибрежные зоны, прилегающие к Ан-

Рис. 18. Литолого-палеогеографическая схема Витимо-Патомского нагорья (жуинское время).

1-5 - зоны седиментации:

1 - прибрежная терригенная, 2 - карбонатно-терригенная, 3 - известняково-глинистая, 4 - терригенная открытого моря, 5 - карбонатная биогермная; 6 - суша; 7 - границы между зонами.



гарской и Алданской сушам. Признаком, свидетельствующих о том, что современные Тонодское и Нечерское поднятия существенно влияли на характер седиментации в бассейне, нет. По-видимому, с

началом жуинской трансгрессии /Бобров, 1979/ они испытывали достаточно интенсивное погружение. С другой стороны, расположенное южнее Байкало-Витимское поднятие, вероятно, представляло собой кордильеру, которая поставила обильный обломочный материал в расположенный севернее Мамско-Бодайбинский прогиб (рис. 19, а).

Начальный этап развития ранненеченчинского (альянчского) времени характеризуется все более расширяющейся на площади трансгрессией и нивелировкой дна бассейна в пределах развития карбонатного илового плато.

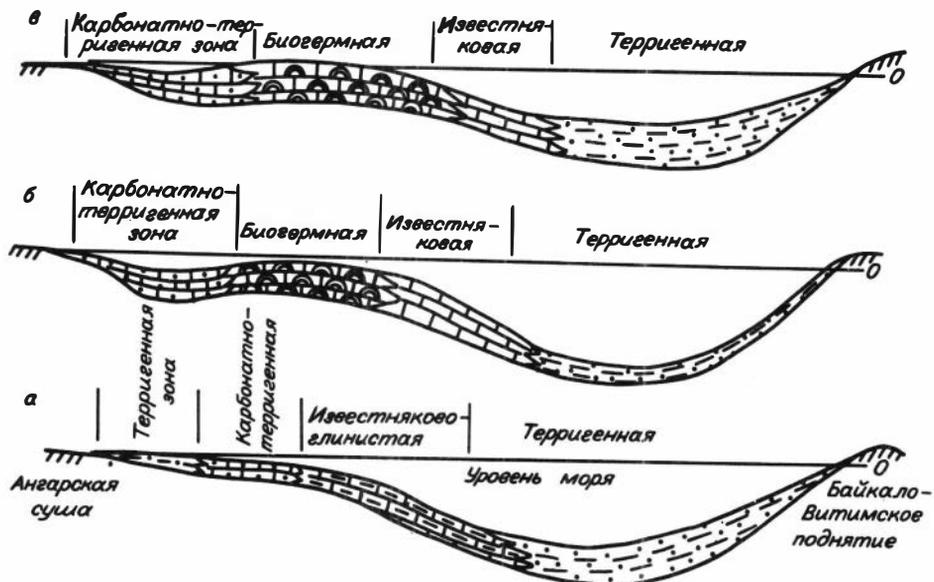


Рис. 19. Идеализированная схема образования ченчинской рифогенной формации.

а-в - время: а - жуинское, б - ранненеченчинское, в - позднеченчинское.

Особенно хорошо это фиксируется по изменению мощностей нижних абиогермных надкомплексов на локальных поднятиях и прогибах (см. рис. 17). Стабильная палеогеографическая обстановка, уменьшение количества привносимого терригенного материала и, как следствие этого, чистота вод, способствующая активным процессам фотосинтеза, привели к массовым заселениям обширной территории колониями синезеленых водорослей, образовавшим мощные биогермные комплексы.

В бассейне по направлению от палеосуши выделяются следующие зоны: карбонатно-терригенная, карбонатная биогермная и терригенная открытого моря (рис. 20). В карбонатно-терригенной зоне формировались зеленатовато-серые и пестроцветные карбонатно-терригенные преимущественно илесто-зернистые осадки. Анализ распространения наборов и сообществ, а также седиментационных текстур свидетельствует о достаточно высокоэнергетических условиях среды седиментации, при более или менее постоянном или пульсационном привносе терригенного материала. В первом случае образовывались преимущественно терригенные наборы, структура которых и состав элементов в значительной мере зависели от гидродинамической активности вод. В другом – карбонатно-терригенные наборы, в которых первым элементом являлись зернистые (или строматолитовые) известняки (реже доломиты), а вторым – песчаники и алевролиты.

В карбонатной биогермной зоне происходило образование сначала биоритмитов, затем и эвбиогермных комплексов. Биогермная зона протягивалась в виде достаточно широкого (десятки километров) пояса; его склон, обращенный к морю, был очень пологим. Характер распределения мощностей отложений и биогермных комплексов (см. рис. 17) свидетельствует о том, что, несмотря на общую тенденцию к нивелировке дна бассейна, локальные поднятия и прогибы продолжали существовать. Так, в зоне биогермообразования выделяются два прогиба (Нижебольшепатомский и Жуинский) и два поднятия (Тонодское и Уринское). Наиболее мощные собственно биогермные комплексы были приурочены к поднятиям; в сторону прогибов их мощность уменьшалась, но при этом возрастала мощность синхронных им мнобиогермных комплексов за счет появления межбиогермных слоев илестых и зернистых осадков. Это объясняется тем, что комплексы на поднятиях образовывались на глубине первых метров, где волнение средней силы способствовало выносу илестого и зернистого осадков из зоны поднятий и отложению его в прогибах.

Реконструкция палеогеографической обстановки ченчинского времени для зоны открытого моря существенно зависит от принятой схемы сопоставления отложений Жуинско-Патомского и Мамско-Бодайбинского прогибов. Существует несколько вариантов корреляции. Не останавливаясь на достоинствах и недостатках той или иной схемы сопоставления /Тихонов, Аносов, 1966; Клитин и др., 1970; Трунов, 1976/, отметим, что наиболее вероятна корреляция нижней части рифогенной формации с нижней частью илигирской свиты, которая, по данным П.И. Салопа /1964/, представлена преимущественно филлитовидными сланцами с прослоями песчаников и входит в состав граувакковой формации /Клитин и др., 1970/. С учетом таких представлений на идеализированном профиле (см. рис. 19,6) показана гипотетическая известняковая зона склона бассейна, отложения которой, по-видимому, были уничтожены последующей денудацией. Далее в открытой части бассейна в пределах Мамско-Бодайбинского прогиба отлагались, скорее всего, депрессионные песчано-глинистые отложения. Привнос материала в депрессию происходил с соседнего Байкало-Витимского поднятия.

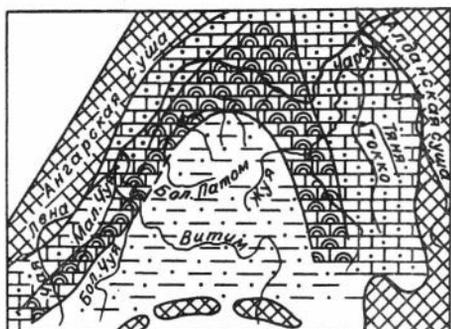


Рис. 20. Литолого-палеогеографическая схема Витимо-Патомского нагорья (раннеченчинское время).

Усл. обозн. см. на рис. 18.

Рис. 21. Литолого-палеогеографическая схема Витимо-Патомского нагорья (позднеченчинское время).

Усл. обозн. см. на рис. 18.

Расположение зон седиментации и характер изменения мощности отложений указывают на то, что зона биогермообразования приурочена к тем областям, привнос терригенного материала в которые был минимальным. При этом обломочный материал, поступавший со стороны Ангарской суши и Байкало-Витимского поднятия, улавливался в приплатформенном (Нижневитимском) и внутреннем (Мамско-Бодайбинском) прогибах соответственно.

Таким образом, с внешней приплатформенной стороны зона биогермообразования окаймлялась полосой терригенно-карбонатных осадков, а с внутренней геосинклинальной – полосой накопления относительно глубоководных, преимущественно глинистых отложений. Такое положение зоны биогермообразования может свидетельствовать о том, что она, по-видимому, представляла собой своеобразный палеогеографический барьер, возникший благодаря интенсивному биогенному осадконакоплению и контролировавший в какой-то степени распределение обстановок седиментации. Этот барьер располагался в пограничной области между мелким шельфовым и открытым более глубоководным бассейнами. Следует отметить, что отсутствие крупных рифовых обломков (отмечались лишь мелкие, часто микроскопические фрагменты строматолитовых слоев) и явных следов разрушения биогермов не позволяет отнести данный барьер к рифовым образованиям. Решить этот вопрос в настоящее время однозначно не представляется возможным, потому что обломочные образования могут отсутствовать либо по причине их размыва на площади современных поднятий, либо вследствие того, что мористый склон барьера пологий и мелководный и соответственно воздействием штормовых волн не должно быть столь разрушительным.

В позднеченчинское (холычское) время замедлилось погружение прогиба и в связи с этим возникла крайне мелководная область с карбонатно-биогенной и карбонатно-терригенной седиментацией. На палеогеографической схеме (рис. 21) видно, что полоса терригенно-карбонатного осадконакопления существенно расширилась и на месте зоны биогермообразования стали формироваться карбонатно-терригенные преимущественно абиогермные комплексы. Полоса биогермообразования оказалась приуроченной лишь к

Жуинской ветви прогиба и Уринскому поднятию, причем несколько смещенной в сторону открытого моря. Биогермные постройки, многие из которых сложены столбчатыми строматолитами, в поздненечинское время образовались в крайне мелководных турбулентных условиях, о чем свидетельствуют состав окружающих пород, признаки разрушения боковых стенок построек и шлейфы фитокластов. Наряду с биогермами в этой полосе широко развиты лиловые и серые зернистые (преимущественно пизолито-оолитовые известняки с многочисленными интракластами). Анализ распространения наборов, взаимоотношения их между собой, а также характер седиментационных текстур позволяют интерпретировать зернистые известняки как отложения часто мигрирующих баров отмелей волновой зоны, причем строматолитовые постройки в отдельных случаях способствовали их фиксации. Между барями отлагались илистые карбонатно-терригенные отложения. Процесс карбонатного осадконакопления осложнялся привнесом терригенного материала. Поступление его было преимущественно пульсирующим, что отразилось на структуре комплексов, в пространственных соотношениях биогермных и абиогермных ассоциаций. Так, биогермные ассоциации в миобиогермных комплексах отражают в общем случае существенное уменьшение количества привнесенного материала, поскольку в это время формировались главным образом "чистые" пизолито-комковато-оолитовые и строматолитовые известняки. Абиогермные ассоциации соответствуют этапу увеличения привноса терригенного материала, а некоторые дополнительные признаки (линзы интракластов, злаки мелкой, часто интерференционной ряби волнения, редкие трещины усыхания) указывают на более мелководные, иногда субаэральные условия седиментации.

В открытой зоне бассейна в поздненечинское время отлагались преимущественно терригенные осадки с существенно большим количеством грубозернистого материала, что указывает, вероятно, на интенсивное заполнение Мамско-Бодайбинского прогиба и обмеление бассейна.

Дальнейшее поднятие окружающих областей сноса и увеличение количества привносимого терригенного материала привело к формированию терригенной кварцевой жербинской формации, которая плащеобразно перекрыла зону биогермообразования.

В заключение еще раз отметим, что позднедокембрийская ченчинская рифогенная формация Жуинско-Патомского прогиба образовалась на границе между мелководной и относительно глубоководной зонами, занимая положение, характерное для рифогенных систем барьерного типа. Однако отсутствие характерных для рифов хорошо выраженного обломочного шлейфа и крутого мористого склона не позволяет отнести данную формацию к рифовым образованиям.

---

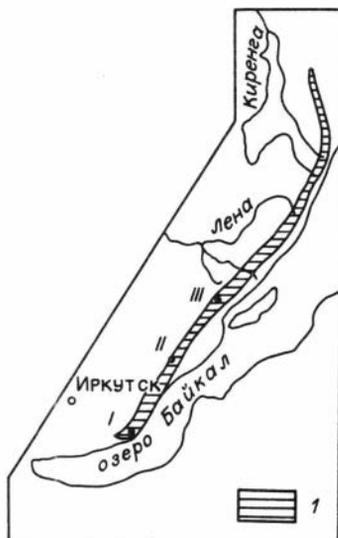
## Глава II

### УЛУНТУЙСКАЯ РИФОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ ПРЕДБАЙКАЛЬСКОГО ПРОГИБА

Улунтуйская рифогенная формация средне-позднерифейского возраста выделяется в объеме верхней карбонатной подсвиты улунтуйской свиты согласно схеме расчленения Т.А. Дольник /1982/ и входит в состав байкальского комплекса Предбайкальского многоэпизонального прогиба (рис. 22).

Рис. 22. Распространение отложений байкальского комплекса.

1 - выходы отложений на поверхность.  
I-III - номера разрезов, показанные на рис. 23.



Представлена формация строматолитовыми и зернистыми карбонатными породами с подчиненными пачками кристаллических карбонатов, алевролитов и аргиллитов мощностью 350-480 м. В качестве самостоятельной карбонатной формации улунтуйская рифогенная формация выделена в разрезе р. Бугульдейки Е.В. Павловским и В.Г. Беличенко /1958/. Обычно же ее рассматривают как составную часть карбонатной /Королюк, 1962/, карбонатно-фитолитовой /Королюк, 1979/ или карбонатно-сланцевой /Замараев, 1967/ формаций. Подстигается улунтуйская рифогенная формация аргиллитами, алевролитами и глинистыми темно-серыми известняками средней подсвиты улунтуйской свиты, а перекрывается флишеидными терригенными отложениями качергатской свиты. По простиранию на Северо-Байкальском нагорье она замещается карбонатно-терригенными отложениями верхней подсвиты валухтинской свиты (каланчевская свита) /Опорные разрезы..., 1972/, а в Олоkitском прогибе - терригенными отложениями авгольской /Булгатов и др., 1975; Дольник и др., 1980/ свиты. В западном направлении формация быстро выклинивается /Королюк, 1962; Опорные разрезы..., 1972/.

Стратиграфическое расчленение и корреляция основных разрезов улунтуйской рифогенной формации

Наиболее представительный разрез формации вскрыт на побережье оз. Байкал у пади Мал. Кадильной (рис. 23). Здесь можно выделить следующие пачки.

	Мощность, м
1. Доломиты серые, массивные, строматолитовые и кристаллические, с прослоями известняков и аргиллитов . . . . .	126
2. Известняки темно-серые до черных, строматолитовые, зернистые и кристаллические с маломощными прослоями аргиллитов. В кровле выделяется пласт (3,5-4,0 м), сложенный строматолитами <i>Masloviella</i>	55
3. Известняки темно-серые и черные, оолитовые и кристаллические, с редкими строматолитами; в средней части прослеживается горизонт интенсивной складчатости и дробления. . . . .	130
4. Доломиты и известняки черные и темно-серые, строматолитовые из конофитонов и байкалий . . . . .	30
5. Аргиллиты зеленовато-серые, алевритистые, тонкоплитчатые и листоватые, с прослоями алевролитов . . . . .	26
6. Известняки темно-серые и черные, оолитовые и строматолитовые . . . . .	43

7. Доломиты серые и темно-серые, строматолитовые и оолитовые, с прослоями известняков и аргиллитов . . . . . 42

Выше залегают алевролиты с прослоями песчаников качергатской свиты Северо-восточнее, на р. Куртун (см. рис. 23, II), в нескольких обнажениях вблизи пади Молька разрез формации представлен следующими пачками.

1. Доломиты серые и темно-серые, массивные, с многочисленными строматолитами. В нижней части отмечаются оолитовые доломиты 20

2. Известняки черные, кристаллические, с прослоями алевролитов в кровле и в основании пачки. В нижней части встречаются строматолитовые известняки . . . . . 23

3. Доломиты серые и темно-серые, массивные, преимущественно строматолитовые . . . . . около 70

4. Аргиллиты и алевролиты зеленовато-серые, тонкоплитчатые . 60

5. Доломиты темно-серые, кристаллические и строматолитовые. Вверху (15 м) доломиты оолито-интракластические . . . . . 50

6. Известняки черные, кристаллические, часто глинисто-алеверитистые, тонко-среднеплитчатые, с прослоями в нижней части терригенных пород 36

7. Доломиты темно-серые, строматолитовые и реже оолитовые, массивные . . . . . 30

8. Аргиллиты зеленовато-серые, с прослоями песчаников и алевролитов . . . . . 52

9. Известняки черные, строматолитовые и оолитовые, иногда интракластические . . . . . 26

10. Доломиты темно-серые, строматолитовые, массивные, с прослоями черных известняков и редко аргиллитов . . . . . 34

Выше залегают алевролиты с прослоями песчаников качергатской свиты.

На р. Сарме, в зоне выклинивания формации, резко увеличивается мощность терригенных отложений, которые становятся фосфоритоносными (см. рис. 23), а севернее, у Елохиного мыса, почти весь разрез становится терригенным, а карбонатные породы практически полностью исчезают /Опорные разрезы..., 1972/. Тем самым устанавливается, что в северо-восточном направлении рифогенная карбонатная формация замещается терригенными отложениями.

Характеристика пород улунтуйской рифогенной формации

Улунтуйская рифогенная формация сложена в основном следующими породами: строматолитовыми, зернистыми, кристаллическими известняками и доломитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Второстепенное значение по объему занимают фосфориты, фосфоритизированные и кремнистые породы. Основные сведения о составе и структуре пород формации изложены И.К. Королюк /1962/.

Строматолитовые карбонатные породы слагают основную часть улунтуйской рифогенной формации. По данным В.Ю. Шеифиля /Опорные разрезы..., 1972/ и Т.А. Дольник /1982/, в их строении принимают участие следующие строматолиты: байкалии, катави, мийьярии, конофитоны, тунгуссии, масловиеллы. Кроме столбчатых строматолитов встречаются не-столбчатые.

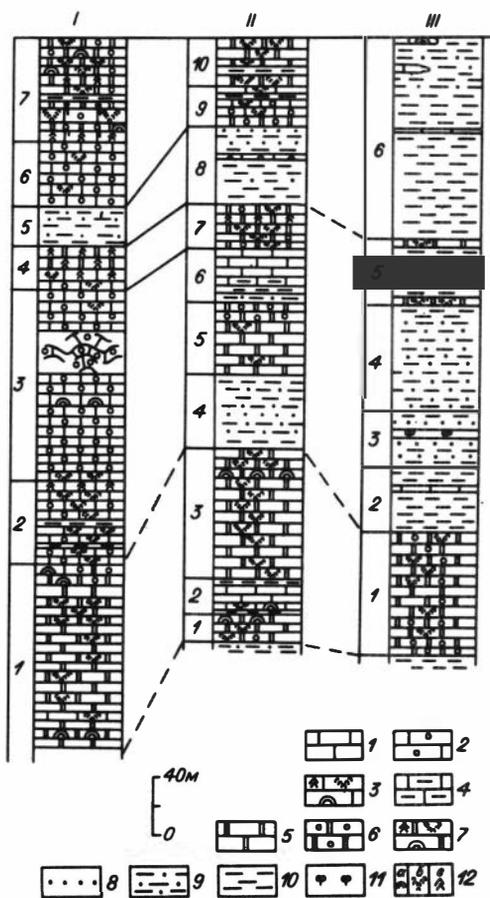


Рис. 23. Схема корреляции разрезов улунтуйской рифогенной формации. 1-4 - известняки: 1 - кристаллические, 2 - зернистые, 3 - строматолитовые, 4 - сильно глинистые; 5-7 - доломиты: 5 - кристаллические, 6 - зернистые, 7 - строматолитовые; 8 - песчаники; 9 - алевролиты; 10 - аргиллиты; 11 - фосфоритовые породы; 12 - строматолиты (а - не столбчатые, б - столбчатые, в - конофитоновые). I - падь Мал. Кадиль-ная, II - р. Куртун, III - р. Сарма. Слева от литологических колонок цифрами показаны номера пачек.

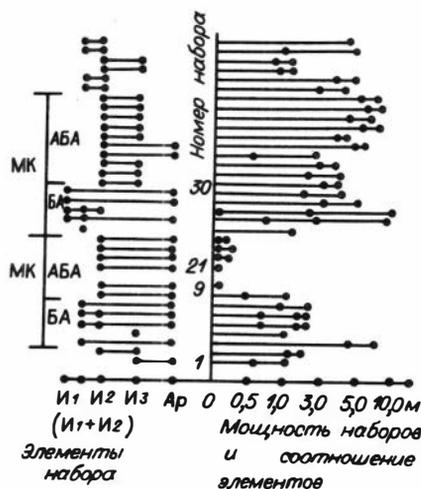


Рис. 24. Схема строения разреза нижней части (пачки 2, 3) улунтуйской рифогенной формации. Отрезки соответствуют наборам пород, а точки - элементам наборов (И1 - известняк строма-толитовый, И2 - известняк зерни-стый, И3 - известняк кристалли-ческий, Ар - аргиллит). Знак + означает, что слой представлен зер-нистыми известняками с отдельными мелкими строма-толитовыми построй-ками. МК - мхиобиогермный комплекс, БА - биогермная ассоциация, АБА - абиогермная ассоциация.

Среди строматолитовых известняков различаются известняки как из столбчатых, так и из не столбчатых строматолитов. Преобладают известняки из столбчатых строматолитов. Это темно-серые, черные, пятнистые по-роды, образующие пачки мощностью до 10-20 м, а иногда совместно с зернистыми породами - до 30-50 м. Строматолиты в них представлены главным образом байкалиями (фото 31). Высота ветвящихся столбиков равна 0,2-0,5 м и может достигать 1 м и более при диаметре 3-6 см. Столбики сложены нечетко переслаивающимися между собой микрослойками микро- и тонкокristаллического кальцита, в разной степени углефицирован-ными. Боковые ограничения столбиков неровные, наблюдаются карнизы и обломанные строматолитовые слойки. Пространство между столбиками за-

полнено обычно черным углефицированным зернистым и кристаллическим материалом, иногда с многочисленными обломками строматолитовых слоев. Биогермы из столбчатых строматолитов имеют, как правило, нечеткие границы. Наблюдаются столбики, которые прослеживаются на различные расстояния в окружающие отложения. Часто строматолиты образуют кустикоподобные формы. Обычны замещения строматолитовых пород в пределах отдельных пластов другими типами. Отмечается смена групп строматолитов в вертикальном и латеральном направлениях.

Кроме столбчатых ветвящихся строматолитов, в улунтуйской формации встречаются конофитоны, которые образуют небольшие тела высотой до 1,2 м среди алевролитов и аргиллитов, сложенные доломитистыми и доломитовыми известняками. В пади Мал. Кадильной прослеживается пласт (3–5 м), который практически полностью состоит из крупных колонкообразных столбиков масловиелл высотой до 1,5 м и диаметром до 7–12 см с полого выпуклой аркой. Расстояние между столбиками варьирует от 2–3 до 5–7 см. В кровле пласта отмечались столбики, которые делились на два самостоятельных более тонких столбика, а также образования типа переходных мостиков, на базе которых формировались строматолитовые слои, охватывающие несколько столбиков.

Известняки из нестолбчатых строматолитов в формации редки. Это черные породы, образующие как крупные биогермы (высотой до 2–3 м), так и отдельные мелкие тела. Нередко встречаются строматолиты "пластинчатой" формы (по И.К. Королюк /1962/), которые представляют собой удлиненные по напластованию линзочки высотой 1–3 см, хорошо выделяющиеся на более светлом фоне (фото 32). Они могут переходить в столбчатые строматолиты. По-видимому, к строматолитовым можно отнести отдельно пятнистые породы, в которых светлые участки представляют собой образования типа наклонных или лежащих в горизонтальной плоскости ветвящихся столбиков, сцементированных углефицированным темным карбонатом. На р. Бугульдейке наблюдались переходы таких форм в столбчатые строматолиты.

Строматолитовые доломиты широко распространены в улунтуйской рифогенной формации и образуют мощные пачки (до 50–70 м), в которых ассоциируют с кристаллическими и зернистыми доломитами. Среди них различаются доломиты из столбчатых и нестолбчатых строматолитов. Столбчатые строматолиты в большинстве своем относятся к байкалиям и конофитонам. В отличие от строматолитовых известняков строматолитовые доломиты на первый взгляд сходны с вмещающими породами и поэтому пачки со строматолитовыми доломитами выглядят более однородными. Конофитоновые доломиты нередко образуют крупные тела высотой до 1,0 м при диаметре 0,3–0,8 м, которые тесно соприкасаются друг с другом. Иногда конофитоны и байкалии чередуются в разрезе. На р. Куртун прослеживается пласт мощностью до 1,2 м, сложенный тонкими (1–2 см) вертикальными, иногда пассивно ветвящимися столбиками высотой до 1,0 м. Они отделены друг от друга более темным кристаллическим карбонатом. Расстояние между столбиками изменяется от 0,5 до 2 см.

Доломиты из нестолбчатых строматолитов представляют собой темно-серые, микроволнистослоистые породы, образующие уплощенные биогермы.

Среди зернистых пород в улунтуйской рифогенной формации встречаются известняки и доломиты. Зернистые известняки подразделяются на оолитовые, комковатые, пизолитовые и интракластические. Оолитовые известняки – это черные и темно-серые массивные породы, сложенные округлыми образованиями, с нечеткой или более или менее четкой концент-

рической слоистостью черного цвета, размером 0,5–2,0 мм, сцементированными более светлым кристаллическим кальцитом. Вместе с оолитами встречаются зерна типа пизолитов и комков. Многие оолиты перекристаллизованы. Перекристаллизация обычно захватывает центральные части оолитов. Комковатые известняки сложены округлыми однородными темно-серыми и черными образованиями размером 1–2 мм, которые сцементированы более светлым карбонатом. Пизолитовые известняки встречаются реже и состоят как из сложных крупных зерен (2–5 мм), так и из крупных зерен с нечеткой концентрической слоистостью. На р. Нуган размеры таких зерен достигают 5 см /Королюк, 1962/. Интракластические известняки в составе улунтуйской рифогенной формации относительно редки. Они зафиксированы в пачке 9 на р. Куртун и образованы различными по форме и размерам удлиненными обломками кристаллических, оолитовых и стромаголитовых известняков. Совместно с интракластами отмечаются оолиты, пизолиты, комки. Мощность пластов и пачек, сложенных зернистыми известняками, колеблется от 0,5–1,0 до нескольких десятков метров.

Зернистые доломиты встречаются значительно реже. Они подразделяются на оолитовые и интракластические. Оолитовые доломиты сложены округлыми образованиями размером 0,5 – 2,0 мм. Интракластические доломиты состоят из мелких обломков микрокристаллического и оолитового доломитов. Оолитовые доломиты часто окременены. На р. Сарме встречаются оолиты, сложенные фосфатом, доломитом и халцедоном /Еганов, 1968/. Отмечались доломито-фосфатные оолиты, сцементированные кремнистым цементом.

Кристаллические карбонатные породы в формации представлены известняками и доломитами. Кристаллические известняки – это черные, темно-серые, иногда пятнистые, средне- и тонкоплитчатые породы, часто обогащенные алевритистым и глинистым материалом. Они образуют либо отдельные тонкие слои в ассоциации с терригенными породами, либо более или менее однородные пачки. В зависимости от размера кристаллов среди них выделяются неясно- и яснокристаллические. Неяснокристаллические известняки сложены кристаллами кальцита размером 0,01–0,05, редко 0,001–0,01 мм. Яснокристаллические известняки образованы в основном кристаллами неправильной, редко ромбоэдрической формы. Кристаллы могут быть чистыми и с примесью темного углистого материала. Наряду с чистыми известняками встречаются доломитистые и доломитовые кристаллические известняки.

Кристаллические доломиты – это серые, темно-серые, обычно яснокристаллические породы. Они или образуют отдельные слои, или занимают межбиогермное пространство.

Терригенные породы: аргиллиты, алевролиты, редко мелкозернистые песчаники зеленовато- и темно-серые, тонкослоистые. Состав песчаников и алевролитов кварцевый, редко полевошпат-кварцевый. Обломочные зерна кварца угловатые и полуугловатые. В отдельных разновидностях песчаников и алевролитов наблюдается повышенное содержание слюдистого материала. Цемент глинистый или карбонатный. Песчаники встречаются, как правило, в виде тонких прослоев, а аргиллиты и алевролиты могут образовывать самостоятельные мощные (до нескольких десятков метров) пачки и маломощные слои среди карбонатных пород.

Фосфатные и кремнистые породы описаны О.П. Егоровой /Еганов, 1968/. Фосфориты образуют обычно маломощные быстро выклинивающиеся по простиранию прослои, сложенные монофосфатом, и в целом редки. Чаще отмечаются глинистые, карбонатно-кремнистые и песчаные фосфо-

ритоносные породы, в которых фосфат встречается в смеси с глинистым материалом, карбонатом и халцедоном, в виде обломков и цемента в песчаниках и зернистых карбонатных породах. Кремнистые породы слагают маломощные прослои в карбонатных толщах или образуют относительно мощные пачки сланцев углеродисто-глинисто-кремнистого состава.

### Особенности строения улунтуйской рифогенной формации

Анализ послонных и латеральных взаимоотношений пород позволяет наметить в составе улунтуйской рифогенной формации как наборы пород, так и более крупные внутрiformационные подразделения.

В формации выделяются карбонатные, карбонатно-терригенные и терригенные наборы пород. Наборы, в которых участвуют фосфоритовые и кремнистые породы, приурочены к зоне выклинивания рифогенной формации и нами не изучались.

К карбонатным наборам относятся следующие типы: известняк строматолитовый – известняк кристаллический; известняк строматолитовый – известняк зернистый; известняк строматолитовый + известняк зернистый – известняк зернистый\*<sup>\*</sup>; известняк зернистый – известняк кристаллический; известняк строматолитовый – доломит строматолитовый; доломит строматолитовый – доломит зернистый и доломит зернистый – доломит кристаллический.

Карбонатно-терригенная группа наборов представлена следующими типами: известняк строматолитовый – аргиллит; известняк строматолитовый – известняк строматолитовый + известняк зернистый – аргиллит; известняк строматолитовый + известняк зернистый – известняк зернистый – аргиллит; известняк зернистый – аргиллит; известняк кристаллический – песчаник; известняк кристаллический – алевролит и известняк кристаллический – аргиллит.

Среди наборов терригенной группы установлены три типа: песчаник – аргиллит; песчаник – алевролит – аргиллит и алевролит – аргиллит.

Таксономические подразделения формации более высокого ранга (сообщества, ассоциации и комплексы) изучены пока еще недостаточно. Вместе с тем имеющиеся материалы позволяют выделить в ее составе сообщества однотипных наборов. К ним относятся следующие типы: карбонатные (известняк строматолитовый + известняк зернистый – известняк зернистый; известняк зернистый – известняк кристаллический; доломит строматолитовый – доломит зернистый), карбонатно-терригенные (известняк строматолитовый – аргиллит; известняк строматолитовый + известняк зернистый – аргиллит; известняк зернистый – аргиллит) и терригенные (песчаник – аргиллит; алевролит – аргиллит).

Сообщества и отдельные наборы пород участвуют в строении био- и абиогермных ассоциаций, образующих биогермные комплексы. Биогермные комплексы подразделяются на мио- и эвбиогермные. Эвбиогермные, как правило, чисто карбонатные (известняково-доломитовые и доломитовые), а миобиогермные – карбонатные и карбонатно-терригенные. Кроме того, выделяются абиогермные комплексы (терригенные и карбонатно-терригенные), состав и структура которых изучены относительно слабо. На рис. 24

---

\* Знак + означает, что среди зернистых пород встречаются немногочисленные строматолитовые образования.

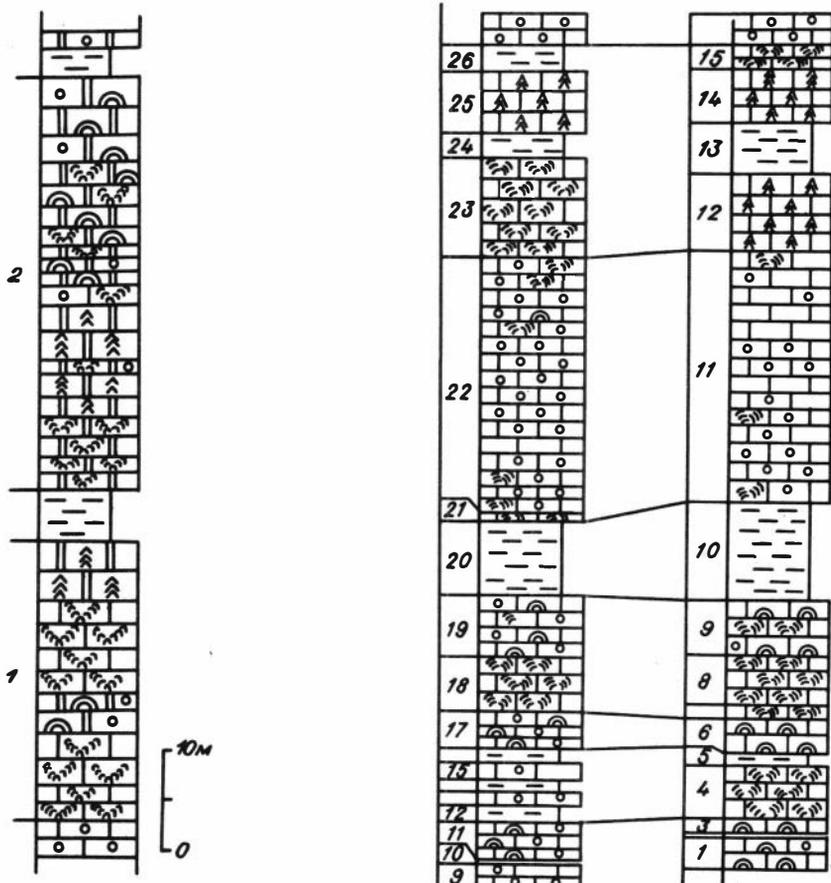


Рис. 25. Строение эвбиогермных комплексов из кровли улунтуйской формации в пади Мал. Кадильной.

Цифрами обозначены номера комплексов. Усл. обозн. см. на рис. 23.

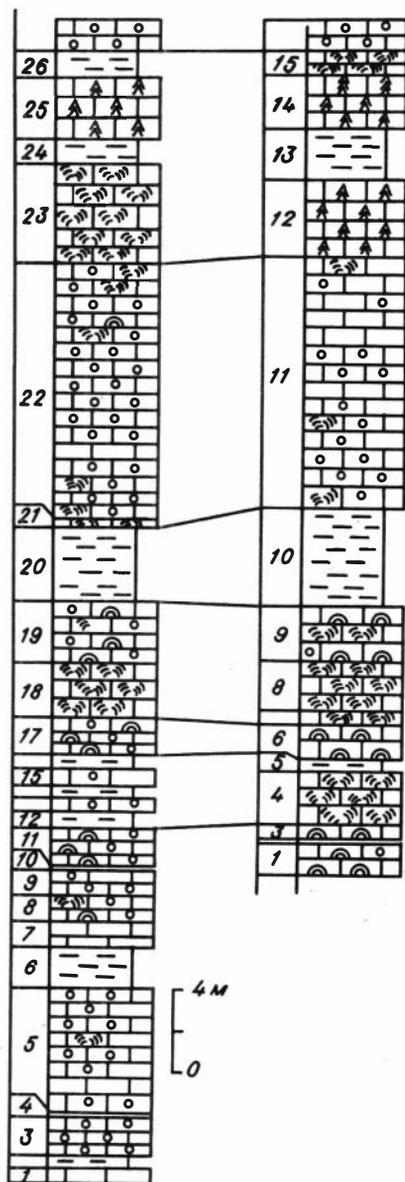


Рис. 26. Особенности фациальных замещений в миобюгермном комплексе улунтуйской рифогенной формации в пади Мал. Кадильной.

Цифрами слева от колонок обозначены номера слоев. Расстояние между разрезами около 100 м. Усл. обозн. см. на рис. 23.

показано строение двух миобюгермных карбонатно-терригенных комплексов, а на рис. 25 – строение эвбиогермных комплексов из верхней части формации. Достаточно однозначно в формации устанавливаются надкомплексы, состоящие из однотипных комплексов, хотя их структура (особенно абюгермных) изучена не всегда детально. Разрез формации в пади Мал. Кадильной (начиная с основания второй пачки) можно представить в виде

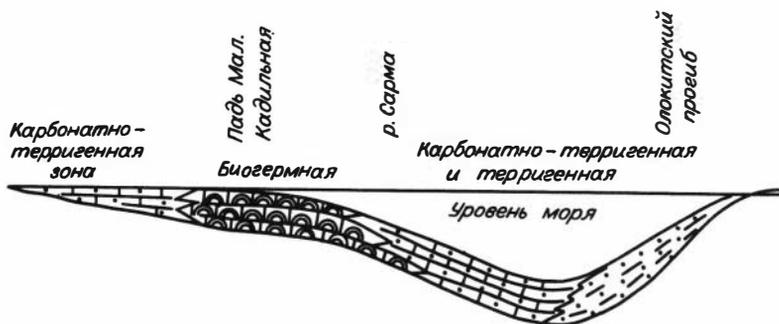


Рис. 27. Пространственное положение зон седиментации (улунтуйское время) вкрест простираения Предбайкальского прогиба.

следующей последовательности надкомплексов: 1) карбонатно-терригенный миобиогермный, 2) карбонатный миобиогермный, 3) карбонатный эвбиогермный, 4) терригенный абиогермный, 5) карбонатный миобиогермный и 6) эвбиогермный, состоящий из двух комплексов, разделенных аргиллитами.

Строение комплексов и надкомплексов меняется по простирацию. Так, в пади Мал, Кадыльной в миобиогермном надкомплексе на расстоянии 100 м наблюдаются замещение по простирацию одних типов строматолитов другими, вариации мощностей терригенных и карбонатных слоев (рис. 26). На р. Бугульдейке верхний эвбиогермный надкомплекс замещается через 1-1,5 км карбонатно-терригенным миобиогермным. Полученные материалы позволяют отметить, что карбонатные комплексы имеют, по-видимому, форму удлинённых крупных линз и могут быть прослежены на километры и первые десятки километров. Наиболее устойчивыми по составу и строению в латеральном направлении среди карбонатных мио- и эвбиогермных комплексов являются, вероятно, доломитовые комплексы, прослеживающиеся на более значительные расстояния, чем известняково-доломитовые и известняковые. Разрезы формации на р. Сарме, по-видимому, можно отнести к зоне выклинивания рифогенной формации, где карбонатные мио- и эвбиогермные комплексы замещаются преимущественно терригенными.

#### Условия образования улунтуйской рифогенной формации

Улунтуйская рифогенная формация образовалась, вероятно, в пределах узкого (20-30 км) карбонатного плато, погружавшегося в восточном и северо-восточном направлениях в открытый морской бассейн, ограниченный с востока Байкало-Витимским поднятием. В мелководной зоне с активным гидродинамическим режимом происходило накопление биоморфных карбонатов в виде линз. Строматолиты способствовали созданию заметного папеорельефа, захватывая в процессе роста карбонатный илистый и зернистый материал и в целом стабилизируя и закрепляя осадки. Терригенный материал, поступление которого было пульсационным, частично улавливался в депрессиях между линзами карбонатов, а большей же частью выносился за пределы карбонатного плато, формируя мощные терригенные комплексы в более глубоководной зоне. Совместно с терригенными породами в более мористой зоне накапливались осадки, обогащенные кремнием и фосфатом. В этапы обмеления и стабилизации областей сноса, поставлявших обломочный материал, создавались условия, благоприятные для накопления карбонатов. В

это же время в области, прилегающей к Байкало-Витимскому поднятию, формировались грубые терригенные отложения (рис. 27).

### Глава III

## МИНЬЯРСКО-УКСКАЯ РИФОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ ЮЖНОГО УРАЛА

На Южном Урале, в пределах Башкирского мегантиклинория, обнажается мощная терригенно-карбонатная толща позднедокембрийского возраста. Отложения рифея и венда Башкирского мегантиклинория протягиваются широкой полосой вдоль западного склона Южного Урала от р. Уфы на севере до широтного течения р. Белой на юге протяженностью около 400 км (рис. 28).

Карбонатные строматолитовые образования в рифейских отложениях известны на разных стратиграфических уровнях. Они довольно многочисленны в саткинской свите нижнего рифея, авзянской среднего, а также в катавской и подинзерской свитах верхнего рифея. Однако наиболее мощные толщи, сложенные строматолитовыми карбонатными породами, имеются в миньярской и уксской свитах, рассматриваемых в качестве рифогенной формации. Подстилается миньярско-укская формация терригенными флишодными отложениями (инзерская свита) и несогласно перекрывается терригенной ашинской серией венда, а в отдельных разрезах – терригенными образованиями криволукской свиты терминального рифея. Возраст миньярской толщи формации определяется как позднерифейский /Беккер, 1961, 1968, 1975; Келлер, 1966, 1968; Раабен, 1975/, а укская в последнее время относится к терминальному рифею (кудашу) /Объяснительная..., 1980; Стратотип рифея, 1983/.

Формация сложена преимущественно строматолитовыми, зернистыми и кристаллическими известняками и доломитами с подчиненными пачками и слоями терригенных пород. Мощность ее изменяется от 500–600 до 1000–1300 м. Б.М. Келлер /1973/ и Б.Д. Аблизин с соавторами /Верхний рифей..., 1982/ относят миньярско-укскую формацию к карбостромовой, а Е.И. Постникова /1977/ – к карбонатной, в пределах которой выделяется ряд субформаций, в том числе и рифовая.

Корреляция миньярско-укской рифогенной формации с отложениями Восточно-Европейской платформы остается до сих пор дискуссионной. Одни исследователи /Солонцов, Тимергазин, 1963; Романов, 1973/ считают ее аналогом верхнесерафимовской подсвиты, вторые /Постникова, 1972, 1977/ калтагинской и гожанской, третьи /Клевцова, 1971; Объяснительная..., 1980; Верхний рифей..., 1982/ – штандинской свиты (в скв. Шихан – шиханской свиты), а четвертые пришли к выводу, что в ближайших скважинах Камско-Бельского прогиба отложения этого возраста достоверно не установлены /Беккер и др., 1977; Комар, 1978/. Существенно, что независимо от принятой схемы корреляции аналогами миньярско-укской формации являются терригенные и карбонатно-терригенные отложения.

Вопрос о соотношении формации с одновозрастными отложениями расположенного восточнее Уралтауского антиклинория также остается открытым, хотя многие исследователи полагают, что аналоги формации здесь от-



Рис. 28. Схема распространения миньярско-укской рифогенной формации.

1 - выходы формации; 2 - Главный Уральский разлом. I-III - номера разрезов, показанные на рис. 29. А - Башкирский мегантиклинорий, Б - Уралтауский антиклинорий.

существуют /Горохов, 1964; Мамаев, 1970; Романов и др., 1972; Романов, 1973; Козлов, 1972/. Это объясняется тем, что толщи данного возраста уничтожены разрывом в предашинское время, или же тем, что в миньярско-укское время осадки здесь вообще не накапливались. Однако отсутствие в этом районе карбонатных отложений вполне объяснимо спецификой развития региона, где не возникали благоприятные условия для карбонатной седиментации, которая подавлялась терригенным и вулканогенно-терригенным осадконакоплением. Поэтому вполне правомерно предположение В.В. Хоментовского /1976/ о замещении миньярско-укской толщи глинистыми сланцами верхней подсвиты курташской свиты суванякской серии, где, по данным В.И. Козлова /1972/, отмечаются незначительные прослои карбонатных пород. Близкая точка зрения отстаивается Б.Д. Аблизиним и др. /Верхний рифей..., 1982/, которые сопоставляют формацию с курташско-мазаринскими отложениями. Не исключено, что миньярско-укская формация - возрастной аналог арвьякской и байнассской свит суванякского комплекса /Козлов, 1982/.

Стратиграфическое расчленение и корреляция основных разрезов миньярско-укской рифогенной формации

Разрезы формации детально описаны М.Е. Раабен /1975, 1981/, В.И. Козловым /1982/, Б.М. Келлером и др. /Стратотип рифея, 1983/ и многими другими исследователями. Наиболее полные и представительные разрезы формации расположены в пределах западного склона Башкирского мегантиклинория. В районе г. Миньяра и разъезда Бьянка (рис. 29) миньярская часть формации представлена следующими пачками.

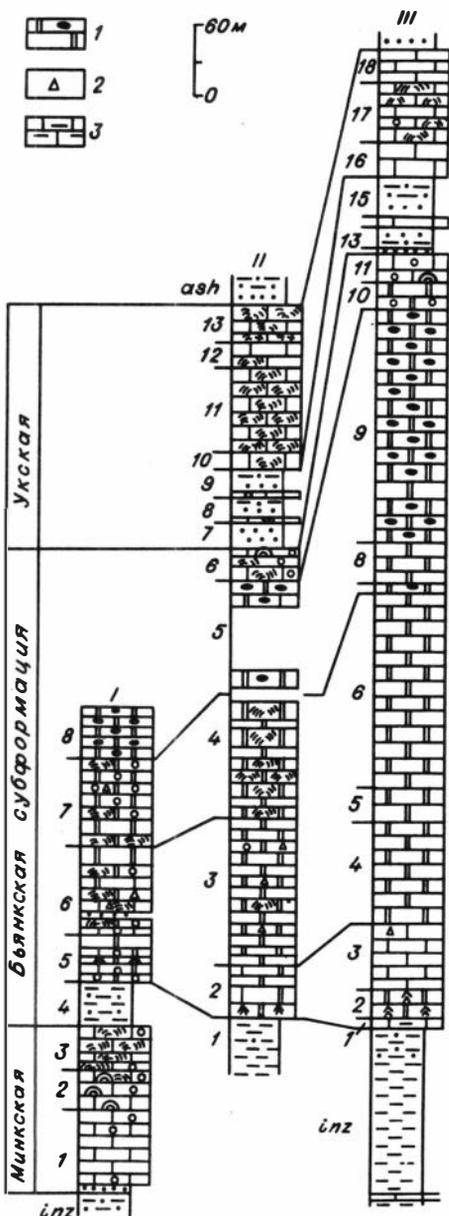
Мощность, м

1. Известняки серые, иногда темно-серые, кристаллические, часто микроволнистослоистые, с маломощными прерывистыми прослоями интракластических и оолитовых известняков. В основании песчаники и оолитовые обохренные известняки . . . . . 65
2. Известняки серые и светло-серые, кристаллические, с прослоями строматолитовых и зернистых (преимущественно интракластических) известняков. Биогермы в основном из нестолбчатых строматолитов . . . . . 35
3. Известняки серые, строматолитовые из столбчатых строматолитов, с прерывистыми прослоями зернистых известняков. Верхние горизонты обохрены . . . . . 35
4. Аргиллиты и алевролиты зеленовато-серые, тонкоплитчатые, с линзовидными прослоями песчаников . . . . . 35
5. Доломиты серые и светло-серые, иногда с желтоватым оттенком,

Рис. 29. Корреляция разрезов миньярско-укской рифогенной формации.

1 - доломиты с кремнями;  
2 - брекчиевидные и 3 - карбонатно-кремнистые породы, *inz* - инзерская свита, *ash* - ашинская серия. Слева от колонок цифрами показаны номера пачек. I - г. Миньяр, II - Усть-Катав - пос. Минка, III - р. Инзер.

Ост. усл. обозн. см. на рис. 23.



Мощность, м  
тонкоплитчатые и массивные, кристаллические и зернистые; в средней части маркирующий (конофитоновый) пласт строматолитовых доломитов . . . . . 40

6. Известняки и доломиты серые, коричневато-серые, кристаллические, зернистые, строматолитовые, часто брекчиевидные, с прослоями песчаников. В кровле тонко волнистослоистые доломиты 70

7. Доломиты серые и темно-серые, зернистые и кристаллические, часто брекчиевидные, с мало мощными прослоями строматолитовых пород . . . . . 70

8. Доломиты серые, кристаллические, с линзочками зернистого материала, с частыми мало мощными прослоями и линзами кремней . . . . . более 30

Нижние (1-3) пачки Р.Ф. Беккер /1961/ относит к миньской подсвете, а верхние - к бьянской.

Восточнее, между пос. Минка и г. Усть-Катав, вдоль железной дороги обнажаются отложения бьянской и укской толщ формации.

Разрез представлен следующими пачками.

- Мощность, м
1. Аргиллиты и алевролиты зеленовато-серые, тонкоплитчатые . . . . . более 30
  2. Известняки серые, кристаллические, тонковолнистослоистые. В основании маркирующий (конофитоновый) пласт строматолитовых доломитов . . . . . 35
  3. Доломиты серые и темно-серые, кристаллические, иногда алеври-

- тистые; в основании тонковолнистослоистые, переслаивающиеся с брекчиевидными доломитами. Встречаются зернистые и строматолитовые доломиты . . . . . 120
4. Доломиты серые, строматолитовые, массивные, с редкими прослоями кристаллических доломитов . . . . . 100
5. Доломиты серые, кристаллические, с маломощными прослоями и линзами кремней, приуроченных к поверхностям напластования. Интервал плохо обнажен . . . . . около 90
6. Известняки темно-серые, строматолитовые, с прослоями зернистых и строматолитовых известняков. В кровле пластовые строматолиты 45  
Выше залегают отложения укской части формации.
7. Песчаники зеленовато-серые, среднеплитчатые, с глауконитом, переслаиваются с алевролитами. Встречаются линзы гравелитов из обломков карбонатных пород, кварцитов, песчаников, алевролитов . . . . . 20
8. Песчаники серые, переслаивающиеся с алевролитами, микрокристаллическими известняками и аргиллитами. В основании (5 м) известняки светло-серые, кристаллические и зернистые, с небольшими биогермами строматолитов . . . . . 23
9. Известняки темно-серые, микрокристаллические, средне-плитчатые, иногда с линзочками зернистого материала (8 м). Выше частое переслаивание кристаллических известняков, мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов . . . . . 24
10. Известняки серые, светло-серые, микрокристаллические, с частыми биогермами строматолитовых известняков . . . . . 15
11. Известняки серые, строматолитовые, массивные, с прерывистыми прослоями кристаллических и зернистых известняков . . . . . 70
12. Известняки серые, с коричневатым оттенком, кристаллические, массивные и толстоплитчатые. Встречаются биогермы из столбчатых строматолитов . . . . . 20
13. Известняки светло-серые, желтоватые, строматолитовые, с прерывистыми прослоями кристаллических известняков . . . . . 30  
Выше залегают аргиллиты и полимиктовые песчаники с глауконитом ашинской серии венда с линзами конгломератов в основании.
- Сравнение разрезов миньярско-укской рифогенной формации позволяет выявить ряд существенных фациальных изменений. Так, известняки миньской части формации не прослеживаются в пределах Инзерской синклинали, разрез которой относится к внутренней зоне западного крыла Башкирского мегантиклинория /Комар, 1978/; в основании формации здесь устанавливается маркирующий (конофитоновый) пласт, относимый к бьянжской части формации /Раабен, 1981/. Таким образом, оказывается, что на незначительном расстоянии в юго-восточном направлении происходит быстрое выклинивание карбонатных отложений, а нижележащая терригенная толща отнесится к верхнеинзерской подсвите.
- Южнее, в пределах Бакеевской моноклинали (реки Бол. и Мал. Шишеняк), а также в других разрезах Алатауского антиклинория, миньская часть формации также не выделяется, а разрез, относимый к миньярской свите, начинается с маркирующего пласта конофитоновых доломитов /Стратотип рифея, 1983/. Однако здесь прослеживаются отложения, сходные по своему составу и строению с миньской частью формации, которые относятся к подинзерской свите. Так, на р. Мал. Шишеняк у дер. Бакеево выше разлома, по данным Б.М. Келлера и др. /Стратотип рифея, 1983/, залегают следующие породы.

1. Известняки черные, кристаллические, тонкоплитчатые, с прослоями углистых известковых аргиллитов . . . . . более 5
  2. Известняки черные, кристаллические, тонкоплитчатые, с многочисленными неправильными прожилками белого кальцита . . . . . 3
  3. Известняки темно-серые, кристаллические, в основании с пластами строматолитовых известняков из столбчатых строматолитов 12
  4. Известняки темно-серые и серые, иногда доломитовые и обогащенные песчаным материалом . . . . . 30-40
  5. Известняки буровато-серые, толстоплитчатые с биогермами строматолитов в средней части . . . . . 12
  6. Известняки серые, кристаллические, с тонкой ребристой поверхностью, которая обусловлена тем, что некоторые слои обогащены песчаным материалом. Встречаются оолитовые и сферолитовые известняки . . . . . 52
  7. Известняки серые, строматолитовые, сложенные гимносоленами и полюдиями. Верхние 1-2 м ожелезнены . . . . . 12
- Выше залегают песчаники и алевролиты.

Описанный разрез имеет несомненное сходство с разрезом, вскрытым в г. Миньяре, как по типам пород и их общей последовательности, так и по комплексу строматолитов. Это позволило М.Е. Раабен /1975/ считать данную толщу аналогом миньской подсвиты. Сходный разрез прослеживается и в других частях Алатауского антиклинория. Южнее дер. Бакеево, у пос. Нурушево, повторяется последовательность описанных выше пачек, но мощность верхней пачки со столбчатыми строматолитами сокращается до 6 м, а ниже выделяется пласт оолитовых пород. Севернее от дер. Бакеево, в крыле следующей к западу моноклинали, в среднем течении р. Зилим, мощность пачки со столбчатыми строматолитами достигает 35 м, а еще далее к северу, на р. Лемезе, у пос. Кысык, превышает 80 м /Стратотип рифея, 1983/. Таким образом, эта пачка хорошо прослеживается на значительном расстоянии и, возможно, является, как считает М.Е. Раабен /1975/, аналогом пачки строматолитовых известняков верхней части миньской подсвиты. Залегающая выше пачка терригенных пород мощностью около 110 м, вскрытая выше дер. Бакеево (руч. Кужай) и относимая к инзерской свите, может быть скоррелирована с пачкой терригенных пород, залегающей в основании бьянской подсвиты в районе г. Миньяра. Над терригенными породами прослеживается тот же маркирующий (конофитоновый) пласт строматолитовых доломитов.

Вышележащая бьянская часть формации более стабильна в фациальном отношении. Однако и здесь отмечается ряд изменений. Так, в разрезе, вскрытом в окрестностях г. Миньяра, биогермные образования появляются практически сразу над пачкой с конофитоновым репером, а вышележащая часть (до пачки доломитов с кремнями) представлена главным образом оолито-сферолитовыми породами с относительно редкими биогермами. У г. Усть-Катав строматолитовые породы образуют мощные биогермы, расположенные значительно выше по разрезу, а непосредственно над пачкой с конофитоновыми доломитами залегают кристаллические известняки и доломиты. Несколько отличается и инзерский разрез. Здесь на терригенных отложениях, относимых к верхнеинзерской подсвите, по данным В.Е. Забродина /1968/ и Б.М. Келлера и др. /Стратотип рифея, 1983/, залегают следующие пачки.

1. Известняки и мергели пестроцветные, тонкоплитчатые . . . . .	8
2. Доломиты светло-серые, строматолитовые (конофитоновые), массивные. Отмечались постройки миньярий . . . . .	25
3. Известняки серые, микрокристаллические, микро- и тонкослоистые за счет обогащения слоев глинистым материалом. Выше полосчатость исчезает и появляются узорчатые и брекчиевидные разновидности	50
4. Доломиты серые, микрокристаллические, глинистые, прослоями известковистые, плитчатые . . . . .	80
5. Доломиты вишнево-красные, тонкокристаллические с нитевидной слоистостью из-за неравномерного распределения гидроокислов железа . . . . .	26
6. Доломиты серые и светло-серые, микрокристаллические, прослоями мелкокристаллические . . . . .	176
7. Доломиты серые и светло-серые, микро- и яснокристаллические, с линзами и тонкими прослоями черных кремней . . . . .	5
8. Доломиты светло-серые и серые, тонкокристаллические, прослоями глинистые . . . . .	40
9. Доломиты серые, светло-серые, иногда розоватые и темно-серые, микро- и тонкокристаллические, редко глинистые и известковистые, с линзами и прослоями черных кремней и линзочками зернистого карбонатного материала . . . . .	240
10. Доломиты серые, микро- и тонкокристаллические, слабо глинистые. В основании (4 м) доломиты интракластические из обломков микрокристаллических доломитов . . . . .	24
11. Известняки темно-серые и серые, микро- и тонкокристаллические со строматолитами . . . . .	20

Из приведенного разреза бьянской части формации видно, что строматолитовые породы, которые широко развиты у г. Усть-Катав, замещаются преимущественно кристаллическими. В частности, строматолитовым известнякам из кровли бьянской части формации соответствуют на р. Инзер интракластические, комковатые и кристаллические с многочисленными обломками строматолитов /Забродин, 1968/.

На Бакеевской моноклинали разрез бьянской части формации сходен со стратотипическим разрезом.

На восточном крыле Башкирского мегантиклинория, в пределах Кривошуйской синклинали у дер. Аралбаево, отложения, соответствующие бьянской части формации, представлены серыми и темно-серыми микро- и яснокристаллическими иногда слабобитуминозными доломитами со строматолитами в отдельных прослоях и линзами кремней мощностью около 800 м /Козлов, 1973, 1982/.

Несколько севернее, в Тирлянском районе, бьянской части формации соответствуют серые, иногда черные доломиты с маломощными прослоями алевролитов, сланцев, кварцито-песчаников и кремней мощностью 350-400 м /Козлов, 1972/.

Отложения уксойской части формации прослеживаются по всему Башкирскому мегантиклинорию. Повсеместно в ее составе выделяются две толщи: нижняя карбонатно-терригенная и верхняя карбонатная. Однако состав их и мощность существенно изменяются по простиранию. Так, на р. Басе (левый приток р. Инзер) у сел. Кумас выше доломитов миньярской свиты залегают /Стратотип рифа, 1983/ следующие пакчи.

Мощность, м

1. Песчаники полимиктовые, известковистые, средне- и крупнозернистые, иногда гравийные. Песчаники местами переходят в тонкоплитчатые песчанистые известняки с глауконитом . . . . . 4
2. Чередование кварцевых глинистых песчаников, тонко-плитчатых алевролитов, глауконитовых песчаников и алевролитов, аргиллитов и пелитоморфных глинистых доломитов . . . . . 20
3. Известняки серые, микрокристаллические, глинистые, с тонкими прослоями аргиллитов . . . . . 7
4. Разрозненные выходы пород, описанных в пачке 2 . . . . . 44
5. Известняки серые и темно-серые, микрокристаллические, в нижней части глинистые . . . . . 36
6. Известняки серые и светло-серые, строматолитовые, массивные, с прослоями зернистых известняков . . . . . 54
7. Известняки темно-серые, микрокристаллические . . . . . 30

Выше с размывом залегают песчаники урюкской свиты ашинской серии.

Южнее, вдоль меридионального течения р. Зилим, у руч. Мал. Аккостяк, северо-восточнее дер. Бакеево и по р. Нугуш, наблюдаются сходные разрезы укской толщи /Стратотип рифей, 1983/.

На восточном крыле Башкирского мегантиклинория, в пределах Криволукской синклинали у дер. Аралбаево, В.И. Козлов /1982/ описал разрез, который соответствует укской части формации.

Мощность, м

1. Песчаники кварцевые, переслаивающиеся с алевролитами . . . 15
2. Алевролиты кварцевые, серые, с зеленоватым оттенком . . . 38
3. Алевролиты кварцевые, серые . . . . . 28
4. Песчаники кварцевые, светло-серые . . . . . 65
5. Алевролиты и песчаники кварцевые, с прослоями известняков 90
6. Известняки серые, мелкокристаллические, с примесью алевролитовых зерен кварца и плагиоклаза . . . . . 80
7. Известняки черные, кристаллические, слабобитуминозные 200
8. Известняки темно-серые, микрокристаллические, иногда слабобитуминозные . . . . . 80

В карбонатных породах отмечались иногда микрофитолиты и строматолиты.

Севернее, в Тирлянской синклинали (р. Арша), наблюдается сходный разрез. Однако здесь увеличивается мощность нижней терригенной толщи (до 370 м) и сокращается карбонатной (до 230 м).

Таким образом, в южном направлении от стратотипического разреза прослеживаются примерно те же пачки укской части формации при некотором сокращении количества строматолитовых пород. В юго-восточном направлении увеличивается мощность нижней терригенной толщи, а строматолитовые известняки верхней карбонатной толщи замещаются темно-серыми и черными слабобитуминозными кристаллическими известняками.

### Характеристика пород мињьярско-укской рифогенной формации

В составе мињьярско-укской рифогенной формации выделяются следующие основные типы пород: строматолитовые, зернистые, кристаллические известняки и доломиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты и кремнистые

породы. Сведения об их составе и строении приведены в ряде работ /Олли, 1948; Беккер, 1961; Козлов, 1982; Стратотип рифея, 1983; и др./.

Строматолитовые известняки – один из наиболее распространенных типов пород формации. Сложены они столбчатыми, пластово-столбчатыми и нестолбчатыми строматолитами, которые детально описаны /Крылов, 1963, 1967, 1975; Раабен, 1969, 1975; Раабен, Забродин, 1972/. Среди строматолитов в миньярско-укской формации известны стратиферы, гимносолены, пармитесы, алтернеллы, катавии, тунгуссии, полюдии, миньярии, инзерии, линеллы, конофитоны, гетеростилии. Известняки из нестолбчатых строматолитов встречаются довольно редко и приурочены главным образом к миньской части формации. Это серые микрослоистые породы, образующие небольшие биогермы высотой от 0,1–0,5 до 1,5–2,0 м и диаметром от первых дециметров до 3–5 м. Контакты с вмещающими отложениями резкие; с биогермами ассоциируют многочисленные фитокласты. Более широко распространены известняки из столбчатых строматолитов. Это серые, иногда темно-серые и обохренные породы, которые образуют как линзовидно-уплощенные тела типа биогермных пластов мощностью до нескольких десятков метров, так и отдельные мелкие биогермы с четкими границами. Нередко встречаются зональные биогермы, в которых одни слои сложены столбчатыми строматолитами, а другие – нестолбчатыми. Столбики в биогермах различной формы и размеров, нередко в виде веера расходятся от своеобразных центров их развития; часто отличаются в пределах биогерма типом ветвления, диаметром столбиков и другими признаками. Микроструктура столбиков нечеткая микрослоистая, обусловленная чередованием светлых (более крупнокристаллических) и темных (микроструктурных) слоев. Межбиогермное пространство в биогермных комплексах заполнено кристаллическими и зернистыми известняками, часто с обломками строматолитов.

Строматолитовые доломиты широко распространены в формации. Они обычно из столбчатых строматолитов и образуют мощные биогермные пластины и отдельные биогермы, ассоциирующиеся с зернистыми и кристаллическими доломитами, а иногда и с терригенными породами. В нижней части бьянжской формации прослеживается биостром, сложенный крупными строматолитами *Konophyton miloradovići*, мощностью от 5 до 20 м. Форма и размеры столбиков, которые нередко соприкасаются друг с другом боковыми стенками, изменяются на незначительных расстояниях.

Зернистые известняки состоят из различных типов зерен: оолитов, пизолитов, сферолитов, комков, экстра- и интракластов. Это серые, темно-серые, иногда обохренные породы, образующие, как правило, относительно маломощные пластины, нередко выклинивающиеся по простиранию. Среди кластических известняков встречаются преимущественно интракластические, состоящие из разнообразных по форме и размерам обломков кристаллических, оолитовых и других типов карбонатных пород. Экстракластические известняки, которые сложены обломками, испытавшими значительный перенос, редки. Отдельно рассматриваются брекчиевидные известняки из остроугольных обломков микроструктурных известняков размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров не совсем ясного генезиса.

Зернистые доломиты сходны с зернистыми известняками, отличаясь от них лишь более светлой окраской и массивностью. Они часто существенно перекристаллизованы, вплоть до исчезновения первоначальной зернистой структуры. Встречаются брекчиевидные доломиты.

Кристаллические известняки довольно широко распространены в формации. Это серые, светло-, темно-серые, иногда черные, тонковолнистослоистые, среднеплитчатые породы. Встречаются в виде тонких прослоев в ассо-

циации с терригенными породами или же слагают однородные мощные пачки. Сложены они кристаллическим кальцитом различной размерности, часто микро- и тонкокристаллической. Отмечаются перекристаллизованные и доломитизированные разновидности. В терригенно-карбонатных пачках нередко алевролитистые и глинистые. Отмечались песчанистые известняки, в которых кварцевый материал приурочен к отдельным микрослойкам, что создает специфическую ребристую поверхность известняков при выветривании. В кристаллических известняках встречается зернистый карбонатный материал (до 10%), который концентрируется обычно в слойках и небольших линзах.

Кристаллические доломиты представляют собой серые, светло-, темно-серые, иногда желтоватые, неясно- и яснокристаллические, плитчатые породы. В отдельных разновидностях присутствует примесь терригенного материала и линзочки с многочисленными карбонатными зёрнами. Для бьянжской части формации характерна ассоциация кристаллических доломитов и кремнистых пород.

Песчаники, как и другие типы терригенных пород, в миньярско-укской формации в целом редки. Это зеленовато-серые, серые, иногда буроватые, тонко-среднеплитчатые, часто косослоистые породы, встречающиеся в виде тонких слоев и линзовидных прослоев (5-10 см), реже пластов мощностью до 2-5 м. Среди них выделяются мелко-, средне- и крупнозернистые. Преобладают мелкозернистые песчаники (размер обломков 0,1-0,5 мм). По составу обломочного материала они относятся к кварцевым и глауконит-кварцевым песчаникам. Редко отмечались полимиктовые разновидности /Козлов, 1982/. В кварцевых и глауконит-кварцевых песчаниках наряду с кварцем и глауконитом присутствуют обломки пород, зерна полевого шпата, циркона, слюд. Кварц обычно составляет 70-90% обломочного материала. Содержание глауконита колеблется от 1 до 15%, а иногда может достигать 25-30%. В некоторых разновидностях песчаников многочисленны оолиты, сферолиты, комки. Цемент песчаников карбонатный, глинисто-карбонатный, глинистый.

Алевролиты представляют собой серые и зеленовато-серые тонкоплитчатые породы. Состав их близок к составу песчаников. Цемент глинистый и глинисто-карбонатный.

Аргиллиты отмечаются обычно в переслаивании с алевролитами и песчаниками, редко с кристаллическими известняками. Это зеленовато-, темно-серые, тонкоплитчатые до листоватых породы, сложенные слабо поляризующимся глинистым материалом, в котором отмечаются кальцит и обломки кварца алевролитовой размерности.

Кремнистые породы приурочены к бьянжской части формации и образуют выклинивающиеся прослой и линзы мощностью в несколько сантиметров, которые резко контактируют с вмещающими кристаллическими доломитами. Цвет кремней меняется от светло-серого до черного. Особенности состава кремнистых пород и их взаимоотношения с доломитами рассмотрены Р.Ф. Беккером /1961/.

### Особенности строения миньярско-укской рифогенной формации

Изучение пространственных взаимоотношений выделенных типов пород в некоторых разрезах миньярско-укской рифогенной формации позволило установить несколько типов наборов пород, которые объединены в четыре группы: карбонатную, карбонатно-терригенную, карбонатно-кремнистую и

терригенную. К карбонатным наборам относятся следующие типы: известняк строматолитовый – известняк кристаллический, известняк строматолитовый – известняк зернистый, известняк строматолитовый + известняк зернистый – известняк кристаллический, известняк строматолитовый – известняк зернистый – известняк кристаллический, известняк строматолитовый – известняк зернистый – доломит кристаллический, доломит строматолитовый – доломит кристаллический, доломит строматолитовый – доломит зернистый – доломит кристаллический, доломит строматолитовый – доломит зернистый, доломит зернистый – доломит кристаллический и известняк кристаллический – доломит зернистый.

В карбонатно–терригенную входят пять типов: известняк зернистый – песчаник, известняк кристаллический – алевролит, известняк кристаллический – аргиллит, доломит строматолитовый – доломит зернистый – песчаник и доломит строматолитовый – песчаник.

Среди терригенных наборов выделяются следующие: песчаник – алевролит, песчаник – аргиллит, песчаник – алевролит – аргиллит и алевролит – аргиллит. Карбонатно–кремнистые наборы представлены лишь типом доломит кристаллический – кремнистая порода.

Некоторые типы наборов миньярско–укской формации образуют сообщества однотипных наборов. К ним относятся следующие типы: карбонатные (известняк строматолитовый – известняк кристаллический, известняк строматолитовый – известняк зернистый – известняк кристаллический, доломит строматолитовый – доломит кристаллический, доломит строматолитовый – доломит зернистый, доломит зернистый – доломит кристаллический), карбонатно–терригенные (известняк кристаллический – алевролит, доломит строматолитовый – песчаник), карбонатно–кремнистые (доломит кристаллический – кремнистая порода) и терригенные (алевролит – аргиллит, песчаник – алевролит).

Более высокие таксономические подразделения миньярско–укской рифогенной формации: ассоциации и комплексы, особенно терригенные и карбонатно–кремнистые, изучены пока недостаточно. Однако можно отметить, что сообщества и отдельные наборы образуют биогермные и абиогермные ассоциации, а они, в свою очередь, – комплексы. Биогермные комплексы подразделяются на мио– и эвбиогермные. Эвбиогермные комплексы по своему составу карбонатные (известняковые, доломитовые и известняково–доломитовые), а миобиогермные – карбонатные и карбонатно–терригенные. Среди абиогермных комплексов, изученных крайне слабо, различаются карбонатные, карбонатно–терригенные и карбонатно–кремнистые. Большинство комплексов объединяется в надкомплексы.

Анализ строения формации позволяет выделить в ее составе нижнюю (миньскую), среднюю (бьянскую) и верхнюю (укскую) субформации. Каждая из субформаций начинается с терригенных или карбонатно–терригенных (миньская, по существу, с карбонатного) комплексов, а заканчивается эвбиогермными (рис. 30). Разрез нижней субформации можно представить в виде такой последовательности надкомплексов: карбонатный абиогермный, карбонатный миобиогермный, карбонатный эвбиогермный. В составе средней субформации выделяются терригенный абиогермный, карбонатно–терригенный миобиогермный, карбонатный эвбиогермный, карбонатный миобиогермный, карбонатно–кремнистый абиогермный и карбонатный эвбиогермный. Верхняя субформация состоит из следующих надкомплексов: терригенный абиогермный, карбонатно–терригенный миобиогермный, карбонатный эвбиогермный, карбонатный миобиогермный и карбонатный эвбиогермный.

Рис. 30.

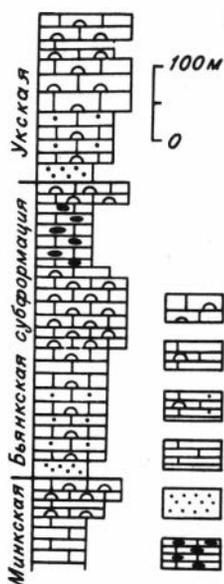


Рис. 31.



Рис. 33.

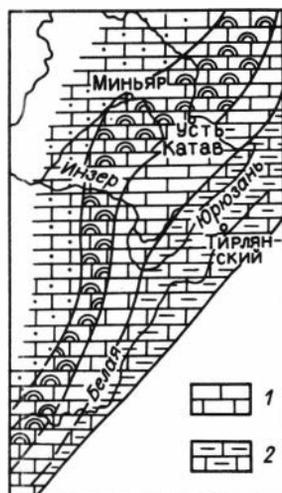


Рис. 30. Строение миньярско-укской рифогенной формации.

1-6 - комплексы: 1 - эвбиогермные, 2, 3 - миобиогермные (2 - карбонатные, 3 - карбонатно-терригенные); 4-6 - абиогермные (4 - карбонатные, 5 - терригенные, 6 - карбонатно-кремнистые).

Рис. 31. Литолого-палеогеографическая схема Южного Урала (миньярское время).

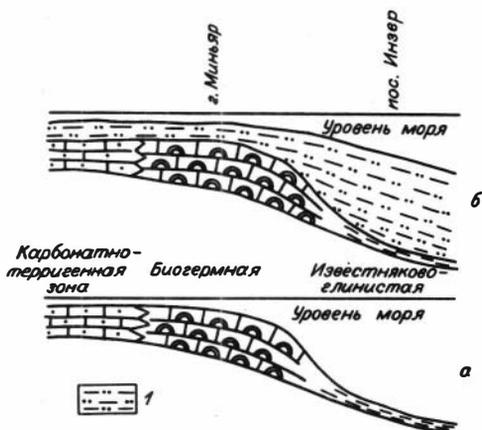
1, 2 - зоны седиментации: 1 - известняково-глинистая глубоководная, 2 - терригенная. Ост. усл. обозн. см. на рис. 18.

Рис. 33. Литолого-палеогеографическая схема Южного Урала (укское время).

1, 2 - зоны седиментации: 1 - известняковая глубоководная, 2 - карбонатно-терригенная открытого моря. Ост. усл. обозн. см. на рис. 18.

Рис. 32. Идеализированная схема образования миньской субформации миньярско-укской формации.

а - образование карбонатного плато, б - заполнение депрессионной впадины, 1 - терригенные отложения толщи заполнения.



Изучение латеральных взаимоотношений структурно-вещественных подразделений в миньярско-укской рифогенной формации показывает, что структура ее остается более или менее неизменной в южном направлении, при условии, что вероятным аналогом миньской субформации, по нашему мнению, является подинзерская свита, вскрытая в среднем течении р. Зилим. В юго-восточном направлении происходят следующие основные изменения состава и структуры миньярско-укской рифогенной формации.

Во-первых, полностью выклиниваются карбонатные комплексы миньской субформации в ближайших разрезах на р. Инзер.

Во-вторых, увеличивается мощность терригенных комплексов из основания бьянжской субформации, которым может соответствовать большая часть верхнеинзерской толщи, вскрытой на р. Инзер. Это предположение подтверждается тем, что в антиклинали горы Веселой в основании верхнеинзерской подсвиты залегает маломощная пачка микрокристаллических серых известняков со строматолитовыми постройками, которая может быть скоррелирована с миньской субформацией.

В-третьих, на восточном крыле Башкирского мегантиклинория происходит замещение эв- и миобиогермных комплексов бьянжской субформации на преимущественно абиогермные карбонатные комплексы, основу которых составляют темные плитчатые кристаллические доломиты и известняки.

В-четвертых, резко увеличивается мощность терригенных и карбонатно-терригенных абиогермных комплексов нижней части укской субформации, а преимущественно эвбиогермные комплексы верхней части укской субформации замещаются главным образом абиогермными комплексами темно-серых и черных слабобитуминозных кристаллических известняков.

Таким образом, в миньярско-укской рифогенной формации намечаются две градации: 1) биогермная, существенно карбонатная и 2) черных и темно-серых слабобитуминозных кристаллических известняков и доломитов. Вполне возможно, что вторую градацию, учитывая ее специфичность, достаточно широкую распространенность и значительную мощность, можно выделить в самостоятельную формацию.

#### Условия образования миньярско-укской рифогенной формации

Образование миньярско-укской рифогенной формации происходило в рифейской миогеосинклинальной зоне, которая протягивалась вдоль восточного края Восточно-Европейской платформы и ограничивалась с востока поднятием /Беккер, 1961; Горохов, 1964; Мамаев, 1970; Романов, 1973/.

В миньское время зона карбонатакопления, по-видимому, занимала самые западные участки современной структуры Башкирского мегантиклинория. Область активного биогермообразования на западе ограничивалась зоной прибрежной карбонатно-терригенной седиментации, где улавливался терригенный материал, поступавший с приподнятых участков платформы (рис. 31). В области активного биогермообразования благоприятная палеогеографическая обстановка способствовала интенсивной садке карбонатного ила в относительно спокойных гидродинамических условиях, а затем мощному развитию строматолитовых биогермов. Активность вод более мелководного бассейна в это время была достаточно высокой, о чем свидетельству-

ют многочисленные интракласты, в том числе и фитокласты, а также широкое развитие оолитовых пород. Восточнее области активного биогермообразования существовал относительно глубоководный бассейн, в котором формировались маломощные отложения, представленные аргиллитами с прослоями известняков. Минское время завершилось образованием карбонатного плато с достаточно крутым склоном, обращенным в сторону открытого бассейна (рис. 32,а).

Начало бьянжского времени характеризуется активным поступлением терригенного материала и заполнением депрессионной впадины, образовавшейся в минское время, тонкими терригенными осадками с флишoidalным строением (верхнеинзерская подсвита на р. Инзер), в которых фиксировались склоновые брекчии оползания слабо сцементированных осадков (см. рис. 32,б). К моменту образования пласта строматолитовых конофитовых доломитов рельеф дна бассейна был в значительной степени сnivelирован и на всей территории установились относительно мелководные условия с интенсивным накоплением карбонатов. В более прибрежных зонах происходило отложение карбонатно-терригенных осадков с отдельными этапами образования строматолитовых построек. Зона активного биогермообразования оказалась несколько смещенной в юго-восточном направлении по сравнению с минским временем. Мористые участки бассейна характеризовались более интенсивным прогибанием ложа бассейна по сравнению с прибрежными зонами. Здесь формировалась мощная толща илистых карбонатных осадков. Этот факт свидетельствует о том, что существенная часть илистого и частично зернистого материала выносилась во внутренние зоны и отлагалась в более глубоководной обстановке, а также о том, что процесс седиментации в зоне интенсивного биогермообразования был прерывистым. Этапы обмеления способствовали широкому расселению синезеленых водорослей и образованию маломощных биогермных пластов. В области, прилегающей к Уралтаускому поднятию, седиментация карбонатов в значительной степени подавлялась обломочным материалом, поступающим с восточной и северо-восточной питающих провинций /Романов и др., 1972/.

На рубеже между бьянжским и укским временем в зоне аккумуляции в результате обмеления карбонатные отложения подверглись частичному размыву. Начальный момент укского времени характеризуется активным поступлением терригенного материала с запада и частично с востока. Во время образования карбонатных отложений укской субформации количество привносимого терригенного материала резко уменьшилось. Мощные биогермные комплексы формировались преимущественно в одной линейно вытянутой зоне. В более мористых обстановках накапливались склоновые отложения карбонатного плато, а восточнее, в относительно глубоководных условиях, в течение длительного времени формировались кристаллические темно-серые и черные слабобитуминозные тонкоплитчатые известняки. В области, прилегающей к Уралтаускому поднятию, шло накопление карбонатно-терригенных и терригенных осадков (рис. 33).

---

НИЗЬВЕНСКО-БЫСТРИНСКАЯ РИФОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ  
 ТИМАНА, ПОЛЮДОВА КРЯЖА И П-ОВА КАНИН

Низьвенско-быстринская рифогенная формация выделяется в объеме средней-верхней подсвит низьвенской свиты, нижней подсвиты быстринской свиты и свиты доломитов мысов Лудоватых (п-ов Канин). Формация прослеживается на всем протяжении Полюдово-Тимано-Каннинской полосы выходов докембрийского фундамента в пределах западной и частично восточной структурно-фациальных зон миогеосинклинали /Журавлев, Осадчук, 1963; Тектоника Урала..., 1977; Гафаров, Прозоров, 1982/ (рис. 34).

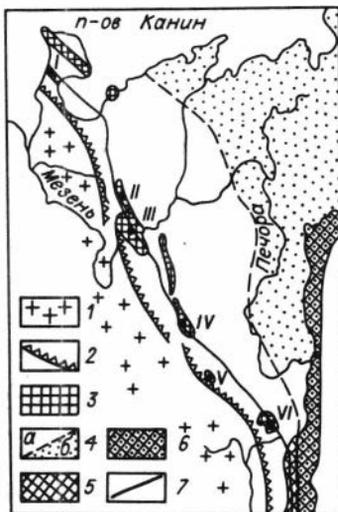
Взгляды на стратиграфию региона и стратиграфическое положение карбонатной толщи различны /Журавлев, Осадчук, 1960, 1963; Журавлев и др., 1966; Журавлев, 1972; Наливкин, 1962; Разницын, 1964, 1968; Волочаев и др., 1967; Забродин, 1968; Келлер, 1968; Гецен, 1970, 1971, 1975; Плякин, 1972; Плякин и др., 1982; Раабен, Забродин, 1972; Раабен, 1975; Хоментовский, 1976; и др./. Автор придерживается точки зрения тех исследователей, которые считают, что на протяжении всех выходов Полюдова кряжа, Тимана и п-ова Канин прослеживается единая карбонатная толща. Возраст низьвенско-быстринской формации поздне-рифейский /Раабен, 1975/. Верхи формации относятся к терминальному рифею /Стратотип рифея, 1983/. Подстилается формация терригенно-карбонатными отложениями (рочугская свита, нижняя подсвита низьвенской свиты), а перекрывается терригенными флишоидными (чурочная серия) отложениями и глинистыми сланцами верхней подсвиты низьвенской свиты (паунская свита). Мощность формации 1000-1500 м.

Возрастные аналоги формации в восточной структурно-фациальной зоне до сих пор однозначно не установлены. Связано это с неясным стратиграфическим положением кислоручейской свиты (серии), которая, как полагают В.С. Журавлев и М.И. Осадчук /1963/, залегает выше быстринской свиты и обнажается в пределах восточной зоны. Однако А.М. Плякин /1972/ показал, что кислоручейская свита - это возрастной аналог более древней (среднерифейской) четласской свиты (серии), а в пределах западной и восточной зон на Тимане развиты разновозрастные отложения. Перекрывающая кислоручейскую свиту мощная (до 4 км) толща флишоидного состава (потчуркская свита) будет соответствовать джежимской серии и частично быстринской формации /Хоментовский, 1976/. Иной точки зрения на корреляцию отложений восточной и западной структурно-фациальных зон придерживается В.Г. Гецен /1975/. Возраст четласского и кислоручейского комплексов отложений датируется им предположительно терминальным рифеем, т.е. он считает, что породы быстринской свиты контактируют с отложениями четласской серии по крупному надвигу и не моложе, а древнее отложений четласской серии. Однако В.Г. Гецен не исключает, что нижние части четласского и кислоручейского комплексов отложений - свитлисская и покьюская серии - имеют более древний, позднерифейский возраст и частично являются аналогами быстринской свиты, представленными терригенно-карбонатными фациями. На северо-востоке п-ова Канин рифогенной формации может соответствовать верхняя половина карбонатно-сланцевой толщи (гнильская свита) /Гецен, 1975/.

Восточнее и северо-восточнее, в пределах эвгеосинклинали зоны или переходной к ней (Северный и Приполярный Урал), аналогами форма-

Рис. 34. Схема тектонических зон рифейского складчатого фундамента северо-востока Восточно-Европейской платформы /по В.С. Журавлеву и М.И. Осадчуку, 1963/.

1 - платформа с архейским и карельским складчатым фундаментом; 2 - краевой шов платформы в рифейское время; 3 - выходы рифейских отложений на Тимане, Полудювом кряже и п-ове Канин; 4 - зоны развития миогеосинклинальных формаций рифея (а) и эвгеосинклинальных (б); 5 - выходы миогеосинклинальных формаций на Урале; 6 - выходы эвгеосинклинальных формаций на Урале; 7 - граница между западной и восточной полосами разрезов миогеосинклинальных отложений рифея. I-VI - номера разрезов, показанных на рис. 35.



ции, по-видимому, являются части клыктянской и велсовской свит, а также моринская свита и нижняя подсвита маньинской свиты, сложенные терригенно-сланцевыми и вулканогенными образованиями с прослоями карбонатов /Младших, Аблизин, 1967; Аблизин и др., 1969; Раабен, 1975; Хоментовский, 1976; Беккер и др., 1977; Беккер, 1978; Объяснительная..., 1980; Есипов, 1981; Верхний..., 1982/.

Достаточно обоснованных аналогов низьвенско-быстринской формации к юго-западу от полосы ее современного распространения не установлено /Кушнарера и др., 1965; Орлова и др., 1982/. По данным Н.Г. Чочия /1955/, в юго-западном и западном направлениях происходит замещение карбонатных отложений преимущественно терригенными.

Стратиграфическое расчленение и корреляция основных разрезов низьвенско-быстринской рифогенной формации

В качестве опорного разреза низьвенско-быстринской рифогенной формации выбран разрез, вскрытый на Полудювом кряже на р. Низьве, где по данным Н.Г. Чочия /1955/, В.Е. Забродина /1968/, М.Е. Раабен /1975/ и наблюдениям автора, выше светло-серых доломитов нижней подсвиты низьвенской свиты залегают (рис. 35) следующие пакки.

Мощность, м

1. Доломиты серые, иногда темно-серые, кристаллические, с прослоями известняков, буроватых зернистых доломитов и мелкими биогермами столбчатых строматолитов . . . . . 150
2. Доломиты и известняки темно-серые и черные, плитчатые и массивные, часто брекчиевидные с прожилками белого кальцита. Встречаются прослой и линзы кремней и зернистых карбонатных пород . . . . . 120
3. Известняки и доломиты темно-серые, кристаллические, с прослоями кремней, зернистых пород и строматолитовых доломитов . . . . . 60
4. Доломиты серые, строматолитовые, массивные . . . . . 16
5. Доломиты и известняки серые, иногда желтовато-серые и черные, кристаллические, с прослоями плоскогалечных конгломератов в основании,

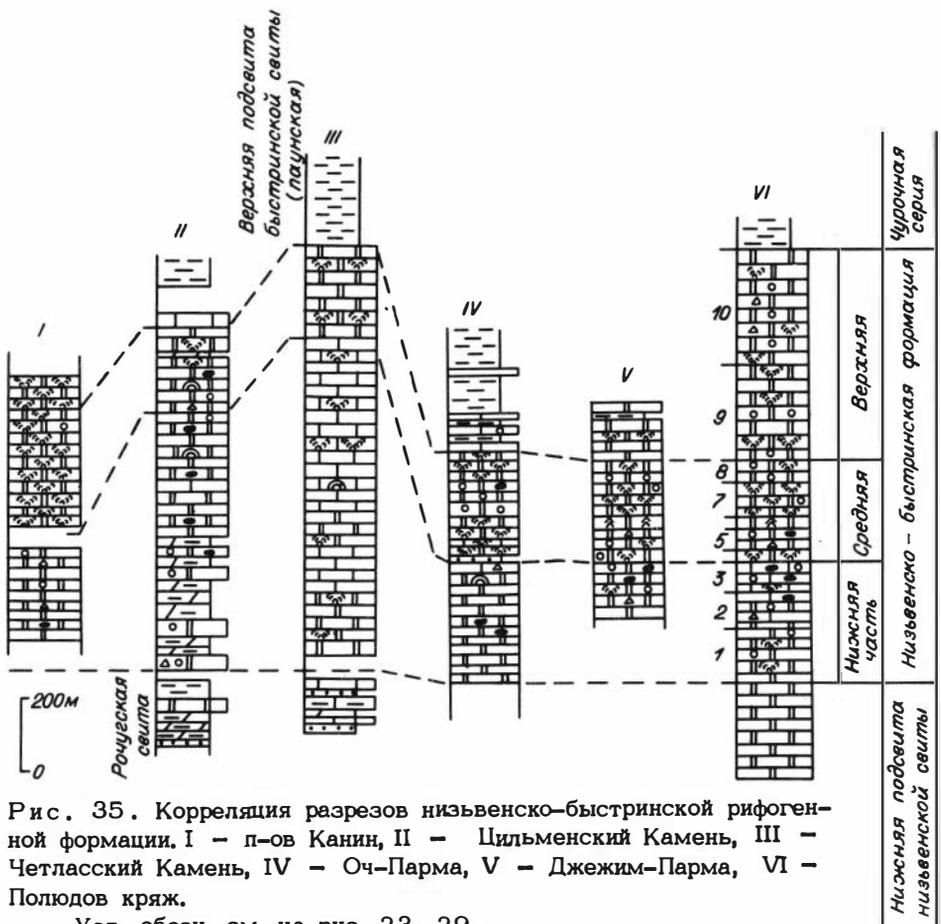


Рис. 35. Корреляция разрезов низьвенско-быстринской рифогенной формации. I - п-ов Канин, II - Цильменский Камень, III - Четласский Камень, IV - Оч-Парма, V - Джемим-Парма, VI - Полкудов кряж.

Усл. обозн. см. на рис. 23, 29.

	Мощность, м
линзами кремней и редкими пластовыми строматолитами . . . . .	60
6. Доломиты серые и розовые, кристаллические, массивные, с конофитоновыми строматолитами . . . . .	35
7. Доломиты серые и розовые, строматолитовые, массивные, вверху с многочисленными зернистыми породами . . . . .	100
8. Доломиты светло-серые, иногда пятнистые, пористые, зернистые, с редкими пластами строматолитовых доломитов . . . . .	60
9. Доломиты светло- и желтовато-серые, плитчатые и массивные, с редкими пластами строматолитовых доломитов мощностью до 5-15 м	250
10. Доломиты серые, иногда с бурьми пятнами, кристаллические и зернистые, иногда брекчиевидные со столбчатыми строматолитами. В верхних 50-70 м строматолиты не обнаружены . . . . .	300
Выше залегают зеленоватые и лиловые аргиллиты устьчурочной свиты.	
На Джемим-Парме В.Е. Забродин /1968/ прослеживает примерно те же пакки, что и на р. Низьве, с соответствующими комплексами строматолитов и микрофитолитов. Верхняя часть формации представлена серыми глинистыми и песчанистыми доломитами с пачками пестроцветных оскольчатых аргиллитов и редкими строматолитами /Гецен, 1975/.	

На поднятии Оч–Парма обнажаются отложения быстринской (ропчинской) свиты, сопоставляемые с разрезом формации Полюдова кряжа /Гецен, 1975/. В разрезе выделяются три толщи: нижняя, средняя, верхняя. Нижняя толща представлена серыми и темно–серыми доломитами и известняками, участками окремненными, с редкими строматолитами; сверху прослеживаются черные известняки с многочисленными прожилками кальцита и горизонт плоскогалечных конгломератов. Средняя толща сложена доломитами, реже известняками с прослоями строматолитовых и зернистых пород. В основании залегает пачка темно–серых и черных сланцев глинисто–алевритистого состава. Верхняя толща в нижней части представлена черными и темно–серыми тонкоплитчатыми кристаллическими известняками с прослоями глинистых сланцев и линзами плоскогалечных конгломератов, а верхнюю часть слагают черные углистые сланцы с редкими прослоями темных кристаллических известняков. В.Г. Гецен /1975/ на Оч–Парме по рекам Потью, Расвож и Ропче описал следующий разрез.

	Мощность, м
1. Доломиты серые, микрокристаллические, участками окремненные, без заметной слоистости . . . . .	50
2. Доломиты светло–серые, массивные и толстослоистые . . . . .	80
3. Доломиты и доломитизированные известняки темно–серые и серые, волнисто–горизонтально– и косослоистые, с прожилками белого кальцита. Содержат невывержанные по мощности и неправильные по форме прослои и включения черного кремня. . . . .	140
4. Известняки серые и темно–серые, мелкокристаллические, доломитизированные, горизонтально– и волнистослоистые. Участками известняки черные, окремненные и содержат жёоды, выполненные кварцем и кальцитом. В отдельных прослоях встречаются водорослевые пленки и строматолиты. К этой пачке приурочен горизонт брекчированных доломитов. . . . .	60
5. Переслаивание темно– и черно–серых сланцев глинистого и псаммоалевритового первичного состава. Слоистость линзовидно–волнистая, со следами размыва на плоскостях напластования . . . . .	15
6. Доломиты темно–серые, окремненные, массивно–слоистые, с колониями строматолитов . . . . .	20
7. Известняки серые и светло–серые, с прослоями карбонатно–глинистых сланцев, с тонкими параллельными напластованию пленками водорослевого происхождения. Известняки обладают тонкой горизонтальной слоистостью и содержат включения черного кремня. Присутствуют столбчатые строматолиты (миньяри). . . . .	20
8. Доломиты серые и темно–серые, строматолитовые, массивные, с подчиненными прослоями доломитизированных известняков . . . . .	60
9. Доломиты серые и светло–серые, слабо окремненные и окварцованные, сильно трещиноватые. Присутствуют микрофитолиты, составляющие в отдельных прослоях основную массу породы . . . . .	100
10. Доломиты серые, светло–серые и розовые, массивные, с тонкими столбчатыми строматолитами . . . . .	80
11. Сланцы известковистые, зеленовато– и темно–серые, с прослоями темно–серых известняков . . . . .	10
12. Известняки темно–, реже зеленовато–серые, с прослоями карбонатно–глинистых и серицит–хлоритовых сланцев. Известняки тонкоплитчатые, обычно глинистые. Отдельные слои темно–серых и черных известняков обогащены мелкими строматолитами и водорослевой проблематикой	20
13. Чередование черных тонкоплитчатых известняков и черных углисто–глинистых сланцев . . . . .	10

Мощность, м

14. Известняковый конгломерат. По простирацию переходит в конгломератовидные известняки с прослоями темно-серых глинистых и карбонатно-глинистых сланцев, с мелкими складками оползания . . . . . 4
15. Известняки черные и темно-серые, тонкоплитчатые и карбонатно-глинистые, обогащенные углстым материалом; сланцы со слоями (до 0,5 м) конгломератов, состоящих из обломков известняков, сцементированных глинистым материалом . . . . . 50
16. Черные углистые сланцы с прослоями черных кристаллических известняков. Видимая мощность . . . . . 200
- Пачки 1-4 включены в нижнюю, 5-10 - в среднюю, а 11-16 - в верхнюю толщи.

На Четласском Камне обнажается мощная карбонатного состава быстринская свита, сложенная преимущественно кристаллическими известняками, реже доломитами. Массивные строматолитовые разновидности, образующие биогермы, относительно редки /Гецен, 1975/. В разрезе можно выделить нижнюю и верхнюю толщи. Нижняя толща сложена главным образом серыми, темно- и желтовато-серыми кристаллическими известняками, с прослоями строматолитовых известняков и доломитов. Верхняя толща состоит из серых и темно-серых кристаллических доломитов с горизонтами строматолитовых пород. Перекрывается формация сланцевой паунской (верхней подсвитой низьвенской свиты) свитой. По данным В.Г. Гецена /1975/, на Четласском Камне обнажается следующий разрез.

Мощность, м

1. Доломиты серые и темно-серые, строматолитовые и кристаллические, с примесью глинистого и песчаного материала. Ориентировочная мощность . . . . . 200
2. Известняки серые, желтовато-, светло-серые, мраморизованные. Встречаются тонкие водорослевые пленки и редкие одиночные строматолиты . . . . . 20
3. Известняки темно-серые и серые, перекристаллизованные, тонкоплитчатые, с тонкими водорослевыми пленками. Реже присутствуют темно-серые известняки с мелкими неправильными строматолитами . . . . 70
4. Доломиты светло-серые, мелкокристаллические, тонкослоистые. Встречаются массивные строматолитовые доломиты . . . . . 80
5. Известняки темно-серые и серые, мраморизованные, с неправильными водорослевыми остатками и примесью тонкозернистого терригенного материала . . . . . 60
6. Известняки темно-серые, перекристаллизованные, участками со значительной примесью терригенного материала. Наблюдается неправильное чередование массивных строматолитовых и плитчатых слоистых известняков . . . . . 300-500
7. Доломиты серые и темно-серые, перекристаллизованные, трещиноватые, с прожилками и жеодами кальцита. Наблюдаются массивные плотные строматолитовые и тонко- и неправильно-слоистые доломиты, обогащенные терригенным материалом . . . . . 250
- Пачки 1-6 описанного разреза включаются в нижнюю толщу, а 7 - в верхнюю. Вследствие очень плохой обнаженности возможны повторения в разрезе /Гецен, 1975/.

Севернее, на Цильменском Камне, в разрезе формации устанавливаются две толщи. Нижняя толща представлена серишит-кремнисто-карбонатными сланцами с пачками окремнелых доломитов с микрофитолитами. В верх-

ней части встречаются линзы и неправильные прослои кремней и редко строматолитовые породы. Верхняя толща образована преимущественно серыми, синевато-серыми и розоватыми кристаллическими доломитами с пачками строматолитовых доломитов. В основании прослеживается горизонт плоскогалечных конгломератов. В кровле толщи залегают тонкоплитчатые, тонкокристаллические известняки. Выше в небольших коренных выходах отмечаются глинистые сланцы с маломощными пачками карбонатных пород (верхняя подсвита быстринской свиты). В.Г. Гецен /1975/ в разрезе Цильменского Камня выделяет следующие пачки.

Мощность, м

1. Серые доломит-кремнистые массивные породы, с брекчиевидным строением, содержащие микрофитолиты . . . . . 30
2. Серицит-кремнисто-карбонатные светло-серые слоистые породы, со слоями окремнелых доломитов, содержащих микрофитолиты . . . 300
3. Доломиты серые, горизонтально- и волнисто-горизонтально-слоистые, сильно окремнелые с линзами черных кремней . . . . . 60
4. Карбонатно-кремнистые и кремнисто-карбонатные породы серые, реже темно-серые, линзовидно-, волнисто-, горизонтально-слоистые. Присутствуют линзы и неправильные прослои темно-серых кремней и редкие строматолиты . . . . . 250-300
5. Доломиты кирпично-красные и желтовато-серые, окремнелые, с седиментационной брекчиевидной текстурой, массивные, с редкими неправильными глинистыми слоями. В основании горизонт (до 4 м) конгломератов со структурами оползания . . . . . 20-30
6. Доломиты серые, синеватые и розоватые, в различной степени трещиноватые и окремнелые, массивные. Содержат неправильные водорослевые образования и бурые водорослевые пленки . . . . . 80
7. Доломиты строматолитовые, серые, толсто- и массивно-слоистые, переслаивающиеся с глинисто-карбонатно-кремнистыми тонко- и средне-слоистыми породами . . . . . 80-100
8. Доломиты светло-серые, строматолитовые, массивные, трещиноватые . . . . . 20
9. Известняки светло-серые, с обильными мелкими строматолитами и микрофитолитами . . . . . 5
10. Известняки доломитизированные, тонкоплитчатые, тонкокристаллические, прослоями окремненные.

Пачки 1-4 приведенного разреза относятся к нижней толще, а 5-10 - к верхней.

На п-ове Канин (мысы Западные Лудоватые) в формации выделяются две толщи. Нижняя сложена серыми, светло-, желтовато-серыми доломитами с брекчиевидным и полосчатым строением, с редкими прослоями зернистых доломитов. Верхняя состоит преимущественно из массивных строматолитовых доломитов с тонкими прослоями песчаников и горизонтом плоскогалечных конгломератов в основании толщи /Гецен, 1975; Раабен, 1975/.

Таким образом, в составе низьвенско-быстринской формации можно выделить три части. Нижняя (средняя подсвита низьвенской свиты) представлена доломитами и известняками, часто брекчиевидными и зернистыми, с редкими биогермами строматолитов. На Четласском Камне ей соответствуют преимущественно кристаллические известняки с подчиненными пачками доломитов, а на Цильменском Камне - карбонатно-сланцевые отложения с многочисленными кремнистыми и кремнисто-карбонатными породами. К средней части формации на р. Низьве относится толща, представленная главным образом строматолитовыми доломитами (нижняя половина

верхней подсвиты низьвенской свиты). На Четласском и Цильменском Камнях строматолитовые доломиты замещаются кристаллическими и зернистыми доломитами с подчиненными пачками строматолитовых пород. Верхняя часть формации (верхняя половина верхней подсвиты низьвенской свиты) сложена кристаллическими и зернистыми доломитами с пачками и прослоями строматолитовых доломитов. По простиранию на Оч-Парме, Четласском и Цильменском Камнях доломиты замещаются карбонатно-глинистыми и глинистыми отложениями.

#### Характеристика пород низьвенско-быстринской рифогенной формации

В составе низьвенско-быстринской рифогенной формации выделяются следующие основные породы: строматолитовые, зернистые, кристаллические известняки и доломиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты и кремнистые породы. Обычно породы слабо метаморфизованы. Сведения об их составе и строении изложены в ряде работ /Чочия, 1955; Журавлев, Осадчук, 1963; Гецен, 1970, 1975; Раабен, 1975; и др./.

Среди строматолитовых карбонатных пород выделяются известняки и доломиты, которые сложены разнообразными строматолитами: гимносоленами, конофитонами, памулосами, инзериями, полюдиями, тунгуссиями, пармитесами, боксониями, миньяриями, панисколениями, линеллами /Раабен, 1975/. Строматолитовые известняки в формации редки. Образованы они преимущественно столбчатыми строматолитами. Это светло- и темно-серые породы, которые образуют отдельные биогермы и иногда относительно мощные биогермные пласты. Строматолитовые доломиты – один из самых распространенных типов пород в рифогенной формации. Сложены они преимущественно столбчатыми строматолитами. Это темно-серые, серые, пятнистые, желтовато-бурые, розовые массивные породы, образующие либо отдельные небольшие биогермы, либо мощные строматолитовые комплексы, в которых наблюдаются разнообразные по форме и размерам строматолитовые постройки.

Зернистые известняки в формации редки. В их составе отмечаются зерна типа интракластов, комков, оолитов, сферолитов. Цвет пород серый, темно-серый. Они наблюдаются в виде самостоятельных слоев и линз, а также заполняют межбиогермное пространство. Зернистые доломиты распространены значительно шире. Они представляют собой серые, светло-серые, буроватые массивные породы и встречаются в виде отдельных мало-мощных слоев или же образуют мощные пачки, а также заполняют каналы в биогермных комплексах.

Кристаллические известняки – это серые, темно-серые до черных, реже светло-серые тонкоплитчатые и массивные, микро- и янокристаллические породы, часто доломитовые и кремнистые. Сильно глинистые известняки (мергели) обычно темного цвета и метаморфизованы в глинисто-карбонатные сланцы. Кристаллические доломиты представляют собой серые, полосчатые, розовые, желтовато-серые, микро- и янокристаллические, плитчатые и массивные породы, нередко брекчиевидные и кремнистые. В отдельных разновидностях кристаллических доломитов отмечается примесь зернистого карбонатного материала.

Песчаники и алевролиты в составе формации крайне редки и образуют мало-мощные прослои. Обломочный материал представлен главным образом кварцем. Цемент глинистый и карбонатный. Породы обычно слабо метамор-

физованы. Аргиллиты приурочены преимущественно к верхним переходным частям формации, где слагают относительно мощные пачки или же тонко переслаиваются с кристаллическими темно-серыми известняками. Это черные, темно-, иногда зеленовато-серые и пестроцветные, тонкоплитчатые, часто известковистые и углистые породы.

Кремнистые породы встречаются в виде линз и маломощных, выклинивающихся по простираению, прослоев. Цвет их черный, розовый, бурый. Кроме того, в формации распространены тонкослоистые карбонатно-кремнистые сланцы.

### Особенности строения низьвенско-быстринской рифогенной формации

Имеющиеся немногочисленные данные по особенностям пространственных взаимоотношений типов пород позволяют выделить в составе низьвенско-быстринской рифогенной формации карбонатные, карбонатно-терригенные, терригенные и карбонатно-кремнистые наборы пород. К карбонатным наборам относятся следующие типы: известняк строматолитовый – известняк кристаллический, известняк кристаллический – известняк сильно глинистый, известняк кристаллический – доломит строматолитовый, известняк зернистый – доломит кристаллический, известняк кристаллический – доломит строматолитовый – доломит строматолитовый – доломит кристаллический и доломит зернистый – доломит кристаллический.

Карбонатно-терригенная группа представлена 5 типами: известняк строматолитовый – известняк кристаллический – аргиллит, известняк зернистый – известняк кристаллический – аргиллит, известняк кристаллический – аргиллит, доломит строматолитовый – песчаник, доломит кристаллический – аргиллит.

К терригенным наборам относится лишь тип алевролит – аргиллит.

В карбонатно-кремнистую группу входят три типа: известняк кристаллический – кремнистая порода, доломит строматолитовый – карбонатно-кремнистая порода и доломит кристаллический – кремнистая порода.

Приведенный список наборов формации несомненно неполный. Это объясняется ее плохой изученностью, обусловленной в значительной степени сложным тектоническим строением региона и фрагментарностью выходов формации на дневную поверхность. В связи с этим таксономические единицы низьвенско-быстринской рифогенной формации более высокого ранга: сообщества, ассоциации и комплексы изучены пока недостаточно. Можно лишь сказать, что они присутствуют в составе формации. Так, достаточно определенно выделяются некоторые типы сообществ однотипных наборов: известняк строматолитовый – известняк кристаллический; известняк кристаллический – известняк сильно глинистый; доломит строматолитовый – доломит зернистый; известняк кристаллический – аргиллит и доломит кристаллический – кремнистая порода. Более или менее определенно устанавливаются а-, мио- и эвбиогермные комплексы. Эвбиогермные комплексы по своему составу карбонатные (доломитовые), а мио- и абиогермные – карбонатные, карбонатно-терригенные и карбонатно-кремнистые. Некоторые комплексы, по-видимому, объединяются в надкомплексы. В частности, мощная пачка строматолитовых доломитов (пачка 7 низьвенского разреза) может соответствовать эвбиогермному надкомплексу. В первом приближении разрез формации на Полудовом крыже можно представить в виде следующей

последовательности надкомплексов (или комплексов): 1) карбонатный абиогермный, 2) карбонатный миобиогермный, 3) карбонатно-кремнистый миобиогермный, 4) карбонатный эвбиогермный, 5) карбонатно-кремнистый миобиогермный (или абиогермный), 6) карбонатный эвбиогермный, 7) карбонатный миобиогермный, 8) карбонатный эвбиогермный, 9) карбонатный миобиогермный и 10) карбонатный абиогермный.

По простиранию в северо-западном направлении, вдоль полосы распространения рифогенной формации, происходит замещение одних типов комплексов другими типами. Наиболее существенным является практически полное отсутствие эвбиогермных комплексов на Цильменском и Четласском Камнях, которые замещаются миобиогермными. На п-ове Канин вновь широко развиты эвбиогермные комплексы. Существенным является и то, что верхний карбонатный миобиогермный комплекс по простиранию переходит в абиогермный, основу которого составляют темные углистые аргиллиты с прослоями кристаллических известняков. Этот комплекс В.Г. Гецен /1982/ включает в паунскую углеродисто-сланцевую формацию.

### Условия образования низьвенско-быстринской рифогенной формации

Ранее было установлено, что формация образовалась на границе между двумя структурно-фациальными зонами: восточной и западной /Журавлев, Осадчук, 1960, 1963; Гецен, 1975, 1982/. Восточная миогеосинк-

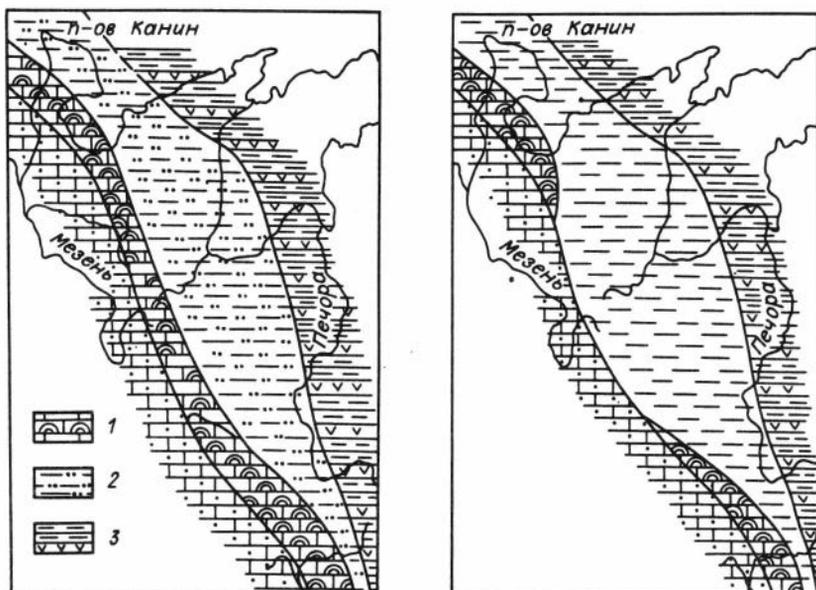


Рис. 36. Литолого-палеогеографическая схема Тимана, Полудова кряжа и п-ова Канин (раннебыстринское время).

1-3 - зоны седиментации: 1 - карбонатная с редкими биогермами, 2 - терригенная открытого моря, 3 - вулканогенно-терригенная. Ост. усл. обозн. см. на рис. 18, 31, 33.

Рис. 37. Литолого-палеогеографическая схема Тимана, Полудова кряжа и п-ова Канин (позднебыстринское время).

Усл. обозн. см. на рис. 18, 31, 33, 36.

линальная зона характеризуется развитием терригенных преимущественно мелкозернистых относительно глубоководных отложений, которые в зоне Приполярного и Северного Урала замещаются терригенно-вулканогенными толщами. Западнее и юго-западнее, в пределах западной полосы, отлагались карбонатно-терригенные и терригенные осадки. Обломочный материал в бассейн седиментации поступал с запада /Боровко и др., 1964; Курбацкая, Аблизин, 1970; Гецен, 1975/ и, по-видимому, с востока /Гецен, 1975/. Крайнее положение на палеошельфе способствовало широкому развитию рифогенных сооружений /Чочия, 1955; Корреляция..., 1976; Постникова, 1977/. Наиболее интенсивно биогермы развивались на Полуодовом кряже, Оч-Парме и п-ове Канин. На Среднем Тимане в раннебыстринское время накапливались в более глубоководных условиях карбонатные и карбонатно-глинистые осадки. Этапы обмеления способствовали образованию органогенных построек (рис. 36).

В позднебыстринское время биогермообразование происходило менее интенсивно. Зона развития биогермных сооружений оказалась приуроченной к юго-восточному и северо-западному окончаниям полосы развития карбонатных отложений (рис. 37). На Среднем Тимане в глубоководных условиях формировались черные углистые аргиллиты и микрокристаллические известняки. Карбонатное плато с крайними биогермными сооружениями протягивалось в северо-восточном направлении от Полуодова кряжа до современного поднятия Оч-Парма. При этом волнение разрушало краевые части карбонатного плато, а обломочный карбонатный материал выносился в глубоководную зону. Находки на Оч-Парме в депрессионных известняково-глинистых отложениях линз и прослоев плоскогалечных известняковых конгломератов, нарушающих тонкую слоистость и замещающих по простиранию глинистые отложения со складками течения слабо литифицированного осадка подтверждают данное предположение.

---

## Глава V

### ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА, СТРОЕНИЯ И УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ РИФОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ, ЮЖНОГО УРАЛА И ТИМАНА

Сравнительный анализ – важный инструмент исследований в геологии, позволяющий установить основные закономерности изменения состава, строения, пространственного и стратиграфического размещения осадочных формаций определенных типов, выявить основные черты их сходства и отличия и подойти к решению одной из главных задач геологии – выяснению эволюции осадочного породообразования в истории Земли /Яншин, 1977/.

В последние годы активно ведутся работы по типизации и сравнительному анализу фанерозойских формаций, в том числе и рифогенных /Крашенинников, 1975; Королук, 1980, 1981; Королук, Михайлова, 1981; Уилсон, 1980/. Распространена точка зрения о том, что сравнение осадочных формаций следует проводить в первую очередь по породам, парагенезам пород, учитывая при этом пространственное положение формаций среди окружающих осадочных толщ /Шатский, 1965; Жарков и др., 1982/.



1. Наиболее характерная черта позднедокембрийских рифогенных формаций – широкое развитие строматолитовых и зернистых пород (рис. 38). Вместе с тем ченчинская формация характеризуется преимущественно известняковым составом; в улунтуйской и миньярско-укской широко распространены известняки и доломиты, а низьвенско-быстринская сложена в основном доломитами. Среди строматолитовых пород ченчинской формации преобладают известняки из нестолбчатых строматолитов, которые образуют мощные биогермные комплексы. В улунтуйской, миньярско-укской и низьвенско-быстринской формациях основная часть строматолитовых пород сложена столбчатыми строматолитами, а известняки из нестолбчатых строматолитов занимают подчиненное положение. Строматолитовые породы в ченчинской формации образуют обычно четкие, резко ограниченные от вмещающих отложений, отдельные биогермы или биогермные пласты. В отличие от этого строматолитовые породы в улунтуйской формации встречаются в виде нечетких кустикоподобных образований среди вмещающих отложений. Они совместно с зернистыми и кристаллическими известняками и доломитами могут образовывать мощные довольно протяженные линзы. Более или менее четко отделяются от вмещающих пород строматолитовые образования миньярско-укской и низьвенско-быстринской формаций. Однако здесь нередко строматолиты образуют уплощенные тела типа биостромов. Наиболее широко распространены зернистые карбонатные породы в ченчинской рифогенной формации, в меньшей степени – в других. Кристаллические известняки и доломиты встречаются во всех формациях: в ченчинской – преимущественно неяснокристаллические известняки, а в остальных – неясно- и яснокристаллические известняки и доломиты. Карбонатные породы формаций отличаются и по цвету. Если в ченчинской формации наряду с сероцветными широко развиты пестроцветные (лиловые, фиолетовые, розовые) известняки, то для карбонатных пород (особенно известняков) улунтуйской формации характерен темно-серый (до черного) цвет, обусловленный наличием темного углеродистого вещества. Карбонатные породы миньярско-укской и низьвенско-быстринской формаций обычно сероцветные.

Терригенные породы встречаются в рифогенных формациях в целом в малых количествах и, как правило, мелкозернистые. Наиболее широко они распространены в ченчинской формации (хотя приурочены обычно к карбонатно-терригенной градации) и менее – в низьвенско-быстринской, где они преимущественно глинистые. В очень малых количествах в трех формациях (исключая ченчинскую) отмечались кремнистые породы, а в улунтуйской – и фосфоритовые.

2. Отличаются формации и по парагенезам пород разного ранга. Необходимо отметить, что часть парагенезов из-за неравномерной изученности формаций может быть не установлена. Остановимся на особенностях распределения наборов пород. Ченчинская формация характеризуется широким спектром известняковых и известняково-терригенных наборов (рис. 39). Остальные наборы единичны, а известняково-доломитовые и карбонатно-кремнистые отсутствуют. В улунтуйской формации довольно разнообразны известняковые, известняково-терригенные и терригенные наборы, единичные известняково-доломитовые и доломитовые. Для миньярско-укской формации характерны наряду с известняковыми известняково-доломитовые, доломитовые и карбонатно-кремнистые. Среди карбонатно-терригенных наборов встречаются известняково- и доломито-терригенные. Низьвенско-быстринская формация отличается разнообразием известняково-доломитовых и карбонатно-кремнистых наборов. Анализ распределения наборов показывает, что только один тип (известняк строматолитовый – известняк крис-

Комплексы	Эвбио-гермные		Миобио-гермные		Абиогермные	
	Известняковые	Доломитовые	Известняково-доломитовые	Карбонатные	Карбонатно-кремнистые	Карбонатно-терригенные
Формации						
Ченчинская	■					
Улунтуйская		■				
Миньярско-укская			■			
Низьвенско-быстринская				■	■	■

Рис. 40. Распространение комплексов в составе формаций.

Усл. обозн. см. на рис. 39.

таллический) встречается во всех формациях. В целом же для этих позднедокембрийских рифогенных формаций типичны следующие наборы: известняк строматолитовый – известняк кристаллический, известняк строматолитовый – известняк зернистый, известняк зернистый –

известняк кристаллический, доломит строматолитовый – доломит зернистый и доломит зернистый – доломит кристаллический.

Сравним формации по парагенезам более высокого ранга – комплексам (и надкомплексам). Среди них выделяются эв-, мио- и абиогермные, которые встречаются во всех формациях (рис. 40). Вместе с тем состав их неоднороден. Так, в ченчинской формации эвбиогермные комплексы чисто известняковые, в улунтуйской – доломитовые и известняково-доломитовые, в низьвенско-быстринской – доломитовые, а в миньярско-укской – известняковые, доломитовые известняково-доломитовые. Карбонатные и карбонатно-терригенные миобиогермные комплексы встречаются во всех формациях, а карбонатно-кремнистые только в низьвенско-быстринской. Наиболее полный спектр абиогермных комплексов характерен для миньярско-укской формации; в ченчинской отсутствуют карбонатно-кремнистые, в улунтуйской – карбонатные и карбонатно-кремнистые, в низьвенско-быстринской – терригенные. Интересно сравнить эвбиогермные комплексы в зависимости от типа биогермообразователей. Так, в ченчинской формации они образованы только не столбчатыми строматолитами, хотя в формации довольно широко распространены и столбчатые. В остальных формациях в образовании эвбиогермных комплексов участвовали преимущественно столбчатые строматолиты. В эвбиогермных комплексах широко развиты каналы и ванны, заполненные зернистыми карбонатными породами. Количество эвбиогермных надкомплексов в наиболее характерных разрезах формаций изменчиво. В ченчинской и низьвенско-быстринской оно равно 3, в улунтуйской – 2, в миньярско-укской – 5.

Последовательности крупных структурно-вещественных подразделений в формациях имеют как определенное сходство, так и отличие. В основании формаций залегают, как правило, абиогермные надкомплексы, которые перекрываются миобиогермными, а последние – эвбиогермными, т.е. наблюдается последовательное наложение карбонатных рифогенных образований (эвбиогермные надкомплексы) на отложения склонов (миобиогермные надкомплексы), а склоновых отложений – на относительно глубоководные бассейновые (абиогермные надкомплексы). Эта последовательность указывает на постепенное смещение в сторону открытого бассейна зон интенсивного биогермообразования. Выше в одних формациях (ченчинская, низьвенско-быстринская) чередуются мио- и эвбиогермные надкомплексы, в других (улунтуйская, миньярско-укская) – эв-, мио- и абиогермные. Разрезы улунтуйской и миньярско-укской формаций завершают эвбиогермные надкомплексы; в кровле ченчинской залегают миобиогермный, а в кровле низьвенско-быстринской – абиогермный.

Границы между крупными структурно-вещественными подразделениями обычно в формациях постепенные. В отличие от этого в миньярско-укской формации между субформациями, которые завершаются эвбиогермными над-комплексами, фиксируются перерывы в осадконакоплении.

3. Остановимся на сравнении формаций в зависимости от пространственного положения среди подстилающих и перекрывающих толщ. Ченчинская формация подстилается пестроцветной (по простиранию сероцветной) глинисто-известняковой толщей, а перекрывается сероцветной грубозернистой терригенной. Улунтуйская залегает на сероцветных терригенно-известняковых отложениях, а перекрыта сероцветными терригенными флишоидными. Ниже миньярско-укской формации прослеживаются в основном сероцветные флишоидные, выше залегают терригенные сероцветные отложения. Низьвенско-быстринская подстилается карбонатно-терригенной (по простиранию карбонатной) сероцветной толщей, а перекрывается сероцветной флишоидной терригенной. Таким образом, все формации перекрыты сероцветными терригенными комплексами; ченчинская – грубозернистого состава, а остальные – преимущественно флишоидными глинисто-алевритового. Подстилаются они терригенно-карбонатными отложениями и только миньярско-укская – терригенными.

Границы формаций с подстилающими и перекрывающими осадочными толщами могут быть резкими и постепенными. Так, ченчинская рифогенная формация связана с вмещающими отложениями постепенными переходами. В пограничных зонах развиты переходные наборы, которые встречаются как в рифогенной формации, так и в окружающих осадочных толщах. Относительно постепенные границы с подстилающими и перекрывающими отложениями имеет и улунтуйская рифогенная формация. В отличие от них миньярско-укская ограничена резкими границами. Перекрывающая ее ашинская терригенная серия залегает на рифогенной формации с размывом. На контакте с нижележащей терригенной инзерской свитой также отмечаются нечеткие признаки перерыва. Низьвенско-быстринская формация с вышележащей лаунской свитой связана постепенными переходами, а терригенные отложения чурочной серии залегают на ней с размывом. Граница с нижележащими карбонатными и карбонатно-терригенными толщами является, по-видимому, постепенной. В целом же имеющиеся данные показывают, что рифогенные формации слагают верхние части крупных терригенно-карбонатных осадочных комплексов.

4. Сравнение формаций по положению их в горизонтальном ряду показывает, что по направлению от древних кратонов к геосинклинальным зонам выделяется довольно четкий направленный ряд формаций: 1) карбонатно-терригенная (в отдельных случаях может быть отнесена к карбонатно-терригенной градации рифогенной формации), 2) рифогенная, 3) терригенная глинистая (часто флишоидная), 4) вулканогенно-терригенная или терригенная. Положение миньярско-укской формации отличается тем, что место терригенной глинистой занимает формация черных известняков и доломитов, которую можно рассматривать и в качестве градации миньярско-укской рифогенной.

5. Палеотектоническое положение описанных позднекембрийских рифогенных формаций весьма сходное. Они располагались в виде линейно вытянутых полос во внешних приплатформенных миогеосинклинальных зонах. Далее выделяются зоны внутренних миогеосинклиналей, ограниченных от эвгеосинклиналей поднятиями. Сходное палеотектоническое положение предопределило более или менее общую палеогеографическую зональность бассейнов, в которых шло накопление отложений формаций. Формации образовались

на окраинах мелководных шельфов, занимая пограничные зоны между мелкими шельфовыми морями и относительно глубоководными открытыми бассейнами. От суши зоны биогермообразования отделялись полосами карбонатно-терригенной седиментации, в которых улавливался поступающий в незначительных количествах терригенный материал. В более мористых зонах накапливались терригенные осадки флишоидного типа, темных углистых глин или черных слабобитуминозных карбонатов, а в областях, прилегавших к системам поднятий, отделявших окраинные моря от позднедокембрийских "океанов", — терригенные и вулканогенно-терригенные отложения.

Установленные позднедокембрийские окраинно-платформенные рифогенные формации, протягивающиеся на сотни километров (в частности, низьвенско-быстринская формация прослеживается на расстоянии более 1000 км) и занимающие пограничное положение между мелководными и относительно глубоководными отложениями, представляли собой крупные своеобразные линейно вытянутые рифогенные сооружения /Хабаров, 1983/. По своим масштабам они соизмеримы с современным Большим Барьерным рифом окраины Квинслендского шельфа Австралии /Гинзбург, Джеймс, 1978/. Однако позднедокембрийские рифогенные сооружения существенно отличаются от современных и фанерозойских гомологов как по составу рифостроителей и скорости биогенного карбонатакопления, так и по строению основных структурных компонентов. Из многочисленных публикаций /Равикович, 1954, 1960; Хайн, 1962; Ископаемые рифы..., 1968; Ископаемые органические..., 1975; Литология..., 1975; Журавлева, Мягкова, 1977, 1979; Кузнецов, 1978, 1980; Савицкий, Асташкин, 1979; Уилсон, 1980; Методическое пособие..., 1982; Henson, 1950; Maxwell, 1968; Newell, 1972; и др./ известно, что в общем случае рифы характеризуются "рифовой" зональностью, последовательной сменой вкрест простирания рифогенных систем предрифовых отложений собственно рифовыми и зарифовыми. Хотя в изученных позднедокембрийских рифогенных сооружениях достаточно определенно устанавливается "рифовая" зональность, имеется ряд трудностей, не позволяющих отнести их к типичным рифовым образованиям. Так, в отличие от современных рифов, на склонах которых формируются преимущественно биодетритовые отложения, а тонкие илистые осадки, вынесенные из более мелководных зон, редки, на относительно пологих склонах позднедокембрийских рифогенных сооружений чрезвычайно широко были развиты карбонатные илы, а зернистые обломочные осадки занимали подчиненное положение. Следует отметить, что в других районах Земли известны позднедокембрийские рифовые комплексы с характерными грубообломочными шлейфами /Советов, 1981a; Aitken, 1981/. Наиболее интенсивно строматолитовые биогермы образовались в верхних частях склонов, в зонах активного волнения, которое, однако, не было столь разрушительным, поскольку волновая энергия терялась при прохождении над пологими склонами. При этом слоистые осадки склонов могли проникать в зоны интенсивного биогермообразования, а строматолиты мигрировали в область слоистых осадков, создавая небольшие постройки. В таком случае биогермные массивные породы переслаиваются со слоистыми и границы позднедокембрийских рифогенных сооружений становятся менее определенными. Зоны, которые могли соответствовать рифовым плато, были широкими. Строматолитовые биогермы образовывались достаточно быстро для того, чтобы сформировался заметный рельеф вдоль окраин палеошельфов, однако мощность отложений некоторых предрифовых депрессионных впадин оказывалась соизмеримой с мощностью рифогенных сооружений. Это явление вполне объяснимо прерывистостью процесса биогенной седиментации в зонах активного биогермообразования.

Таким образом, в позднем докембрии на окраинах кратонов формировались мощные протяженные специфические рифогенные формации, протяженные на сотни километров, которые, вероятно, можно выделить в самостоятельный тип позднедокембрийских окраинно-кратонных рифогенных формаций.

Имеющиеся материалы по позднедокембрийским рифогенным формациям показывают, что наряду с окраинно-кратонными линейно вытянутыми рифогенными формациями известны рифогенные формации, сформировавшиеся в пределах древних кратонов и в эвгеосинклинальных или переходных к ним областях. В качестве примеров формаций интракратонных бассейнов можно назвать лахандинскую Юдомо-Майского прогиба Сибирской платформы /Сербряков, 1975; Семихатов, Серебряков, 1983/ и калтасинскую Камской перикратонной впадины Восточно-Европейской платформы /Хатьянов, Меламед, 1968; Корреляция..., 1976; Постникова, 1977; Лагутенкова, Чепикова, 1982/, которые существенно различаются как по морфологии, так и по структуре формационных тел. В частности, в калтасинской формации наблюдается хорошо выраженная "рифовая" зональность, а в лахандинской она проявляется крайне слабо. К формациям эвгеосинклиналей или переходных к ним областей относится бақырлинская рифогенная формация Северо-Западного Каратау, изученная Ю.К. Советовым /1981б, 1984/, которая образовалась на вулканической гряде и представляет собой узкое линейно вытянутое тело с достаточно хорошо выраженными обломочным шлейфом, рифовым плато и зарифовыми отложениями.

Таким образом, для позднего докембрия намечается несколько типов позднедокембрийских рифогенных формаций, которые сформировались в различных палеотектонических обстановках и характеризуются различной формой и структурой формационных тел.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В позднем докембрии на окраинах древних кратонов формировались мощные толщи с многочисленными строматолитовыми постройками. Эти толщи выделяются в качестве специфических позднедокембрийских рифогенных формаций. К последним относятся ченчинская Жуинско-Патомского и улунтуйская Предбайкальского прогибов юга Восточной Сибири, миньярско-укская Южного Урала и низьвенско-быстринская Тимана, Полюдова кряжа и п-ова Канин.

Наиболее детально изучена ченчинская рифогенная формация, на которой отработывался один из возможных вариантов парагенетического изучения позднедокембрийских рифогенных формаций. Такой подход включает в себя, кроме предварительных стратиграфических и общегеологических исследований, определение, согласно принятой классификации, типов пород, слагающих формацию, расшифровку структуры формации на основе изучения парагенезов пород различного таксономического ранга и их пространственных взаимоотношений, а также выяснение палеогеографических и палеотектонических условий образования формации.

Так, согласно принятой классификации, в ченчинской рифогенной формации выделены следующие основные типы пород: биолититовые (строматолитовые), зернистые (оолитовые, сферолитовые, пизолитовые, комковатые, интракластические) известняки и доломиты, кристаллиновые и сильно глинистые известняки, песчаники, алевролиты и аргиллиты. На основании сплошного изучения разрезов установлено, что эти типы пород в ченчинской формации встречаются в виде закономерных сочетаний, образуя парагенезы различного таксономического ранга: наборы пород, сообщества наборов, ассоциации, комплексы и надкомплексы. В составе формации выделяются две субформации. Анализ латеральных взаимоотношений парагенезов позволяет наметить в ней градации: одну карбонатную биогермную и две карбонатотерригенные. Выяснено, что ченчинская рифогенная формация образовалась в рифейском миогеосинклинальном прогибе в пограничной области между мелким шельфовым и открытым более глубоководным бассейнами, занимая положение, характерное для рифогенных систем барьерного типа. Однако отсутствие у барьера хорошо выраженного обломочного шлейфа и крутого мористого склона не позволяет отнести его к типичным рифовым образованиям.

Аналогичным образом, но с разной степенью детальности были изучены улунтуйская, миньярско-укская и низьвенско-быстринская формации, а затем проведен их сравнительный анализ по следующим основным критериям: 1) породам, 2) парагенезам пород, 3) особенностям их пространственных взаимоотношений с подстилающими и перекрывающими толщами, 4) положению их в горизонтальных рядах формаций, 5) палеотектоническим и палеогеографическим условиям образования.

Наиболее яркая особенность изученных формаций – широкое развитие в них строматолитовых и зернистых пород. Вместе с тем ченчинская формация характеризуется преимущественно известняковым составом; в улунтуйской и миньярско-укской широко распространены известняки и доломиты, а низьвенско-быстринская сложена преимущественно доломитами.

Отличаются они и по парагенезам пород различного ранга. В ченчинской формации широко развиты известняковые и известняково-терригенные наборы. В улутуйской разнообразны известняковые, известняково-терригенные и терригенные наборы при единичных известняково-доломитовых и доломитовых. Для миньярско-укской формации характерны известняковые, известняково-доломитовые, карбонатно-кремнистые и терригенные наборы; низьвенско-быстринская отличается разнообразием известняково-доломитовых, доломитовых и карбонатно-кремнистых наборов. В строении формаций участвуют эв-, мио- и абиогермные комплексы. Состав их неоднороден. Так, в ченчинской формации эвбиогермные комплексы чисто известняковые, в улутуйской – доломитовые и известняково-доломитовые, в низьвенско-быстринской – доломитовые, в миньярско-укской – известняковые, доломитовые и известняково-доломитовые. Карбонатные и карбонатно-терригенные миобиогермные комплексы отмечаются во всех формациях, а карбонатно-кремнистые – только в низьвенско-быстринской.

Все формации перекрыты сероцветными терригенными толщами. Подстилаются они терригенно-карбонатными и карбонатными отложениями и только миньярско-укская – терригенными.

В латеральном направлении устанавливается четкий ряд формаций: карбонатно-терригенная (иногда может рассматриваться как карбонатно-терригенная градация рифогенной формации), рифогенная, терригенная глинистая (часто флишеидная) и вулканогенно-терригенная или терригенная. Миньярско-укская формация располагается между карбонатно-терригенной и черных слабобитуминозных известняков и доломитов.

Позднедокембрийские рифогенные формации приурочены к внешним приплатформенным зонам рифейских миогеосинклиналей. Далее располагаются миогеосинклинальные флишеидные прогибы, отделенные от эвгеосинклиналей поднятиями. Формации образовались на окраинах мелководных шельфов, занимая пограничные зоны между шельфовыми морями и относительно глубоководными бассейнами. От суши зоны интенсивного биогермообразования отделялись полосами карбонатно-терригенной седиментации. В более мористых зонах накапливались терригенные осадки флишеидного типа, темные глины или черные битуминозные карбонаты, а в областях, прилегавших к системам поднятий, которые отделяли окраинные моря от "океанов", шло накопление терригенных и вулканогенно-терригенных отложений. Рифогенные формации представляли собой своеобразные линейно вытянутые барьерные сооружения, соизмеримые по своим масштабам с Большим Барьерным рифом. Однако они существенно отличаются от своих современных аналогов как по составу рифостроителей и скорости биогенного карбонатнакопления, так и по своему строению. Докембрийские сооружения характеризуются относительно пологими мористыми склонами и менее определенными границами. В целом описанные позднедокембрийские рифогенные формации можно, вероятно, рассматривать как самостоятельный тип позднедокембрийских окраинно-кратонных рифогенных формаций.

Имеющиеся материалы по позднедокембрийским рифогенным формациям других регионов показывают, что наряду с окраинно-кратонными рифогенными формациями известны рифогенные формации, сформировавшиеся в пределах древних платформ и эвгеосинклинальных или переходных к ним областях.

Таким образом, для позднего докембрия намечается несколько типов позднедокембрийских рифогенных формаций, которые образовались в различных палеотектонических обстановках и характеризуются различной формой и структурой формационных тел.

В последние десятилетия возрос интерес к поискам нефти и газа в верхнедокембрийских отложениях, которые широко распространены в пределах древних платформ и составляют значительную часть их чехлов. Известны многочисленные нефтегазопроявления, имеющие в некоторых районах промышленное значение. Они установлены на территории Восточно-Европейской (Волго-Уральская область, Мезенско-Московская синеклиза) и в пределах Сибирской (Непско-Ботуобинская антеклиза, восточный склон Енисейской антеклизы и др.) платформ. Нефтегазопроявления и месторождения в отложениях позднедокембрийского возраста отмечаются и на других древних платформах: в Африке (впадина Вольта), в Австралии (бассейн Амадиес).

Полученные материалы по особенностям состава, строения и пространственного положения окраинно-платформенных позднедокембрийских рифогенных формаций позволяют рассматривать их в качестве благоприятных объектов для поисков месторождений нефти и газа. Эти формации приурочены к тем областям, в которых широко развиты карбонатные и карбонатно-терригенные отложения с повышенным содержанием органического вещества. Такие толщи или подстилают рифогенные формации, или же замещают их по простираанию. По степени обогащенности органическим веществом пород к разряду нефтематеринских относятся некоторые карбонатно-сланцевые и сланцевые формации миогеосинклинальных прогибов окраин Сибирской платформы (Жуинско-Патомского, Мамско-Бодайбинского, Предбайкальского). Аналогичные мощные толщи с высоким содержанием органического вещества устанавливаются в восточнее полосы распространения низьвенско-быстринской рифогенной формации Тимана и Полюдова кряжа, которые развиты в пределах миогеосинклинальной области тиманид (например, паунская карбонатно-сланцевая формация). Битуминозные карбонатные породы пространственно замещают миньярско-укскую формацию Южного Урала. В целом пространственная связь позднедокембрийских рифогенных формаций с нефтегазопроизводящими отложениями устанавливается достаточно определенно.

Другим важным вопросом, который связан с предварительной оценкой перспектив на поиски скоплений углеводородов в тех или иных формациях, является оценка их общих потенциальных коллекторских свойств. Позднедокембрийские рифогенные формации, точнее их отдельные структурно-вещественные подразделения, обладают первичной вещественной и структурно-текстурной неоднородностью. При благоприятных обстоятельствах они могут обладать хорошими коллекторскими свойствами и содержать скопления углеводородов. Вместе с тем следует отметить, что описанные рифогенные формации попадают в зоны с неудовлетворительными условиями для сохранности углеводородов (вследствие поднятия окраинных участков платформ и расформирования древних структур), поэтому наиболее благоприятными для поисков нефти и газа могут явиться те области развития рифогенных карбонатных формаций, которые в течение геологической истории не испытывали столь мощных поднятий и оказались потребенными под более молодыми отложениями.

Рифогенные формации позднего докембрия перспективны для поисков и других полезных ископаемых, в частности фосфоритов и полиметаллов, поскольку в отдельных случаях они непосредственно приурочены к древним рифогенным отложениям, а в других — пространственно с ними связаны. Все это определяет практическую значимость изучения состава, строения, пространственного положения и условий образования позднедокембрийских рифогенных формаций.

- Аблизин Б.Д., Курбачкий А.М., Крылов И.Н. К стратиграфии верхнего докембрия западного склона Северного Урала. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9, с. 108-113.
- Арсентьев В.П., Митрофанов Г.Л., Мордовская В.Т. Саяно-Байкальский складчатый пояс. - В кн.: Докембрий континентов. Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 65-112.
- Арсеньев А.А., Нечаева Е.А. К стратиграфии кембрия Олекмо-Токкинского района (Якутская АССР). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1942, № 5-6, с. 6-12.
- Атлас текстур и структур осадочных горных пород. М.: Недра, 1969, ч. 2. 707 с.
- Байков А.А., Бойко Н.И., Седлецкий В.И. О классификации осадочных пород. - Изв. Сев.-Кавказ. науч. центра высш. школы. Естеств. науки, 1980, № 2, с. 52-53.
- Баранов В.А. Геологическое строение и перспективы на алюминий северо-западной окраины Патомского нагорья. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1966, с. 41-49.
- Беккер Ю.Р. Возраст и последовательность напластований отложений верхней части каратауской серии Южного Урала. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 9, с. 49-59.
- Беккер Ю.Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 158 с.
- Беккер Ю.Р. О выделении бакеевских отложений в стратотипическом разрезе рифея. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 6, с. 125-129.
- Беккер Ю.Р. Урало-Тиманская складчатая область. - В кн.: Докембрий континентов, Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 7-36.
- Беккер Ю.Р., Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М. Корреляция верхнего докембрия (рифея) Русской платформы и ее обрамления. - В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, с. 190-209.
- Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.
- Биссел Г.Д., Чилингар Д.В. Классификация осадочных карбонатных пород. - В кн.: Карбонатные породы. Т. 1. М.: Мир, 1970, с. 87-164.
- Благовидов В.В. Неогеновые соленосные формации Средней и Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1978. 150 с.
- Бобров А.К. Геология Предбайкальского краевого прогиба. М.: Наука, 1964. 227 с.
- Бобров А.К. Стратиграфия и палеогеография отложений верхнего докембрия Южной Якутии. Якутск: Якутское кн. изд-во, 1979. 128 с.
- Боровко Н.Г., Келль Г.Н., Смирнов Ю.Д. Стратиграфия, условия образования и алмазность отложений "чурочной" свиты (Северный Урал). - В кн.: Материалы по геологии Урала. Л.: Наука, 1964, с. 23-51.
- Булгатов А.Н. Байкалиды и ранние каледониды Средне-Витимской горной страны. - Геол. и геофиз., 1974, № 10, с. 50-57.
- Булгатов А.Н. Новые данные о стратиграфии рифейских отложений Северо-Байкальского нагорья. - Геол. и геофиз., 1975, № 12, с. 128-131.
- Булгатов А.Н. Расчленение и корреляция довендских серий Прибайкалья и Забайкалья. - Геол. и геофиз., 1977, № 2, с. 92-102.
- Булгатов А.Н., Баинов И.Ф., Словеснов Г.Ф., Шенфиль В.Ю. Новые данные о стратиграфии рифейских отложений Северо-Байкальского нагорья. - Геол. и геофиз., 1975, № 12, с. 46-51.
- Бухаров А.А. Геологическое строение Северо-Байкальского вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 149 с.

- Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.
- 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.-Л.: ОНТИ-НКТП-СССР, 1933, с. 8-12.
- Вологин А.Г. Древнейшие водоросли СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 656 с.
- Волчаев Ф.Я., Кукушкин А.И., Львов К.И. К стратиграфии древних толщ Тимана. - Докл. АН СССР, 1967, т. 173, № 6, с. 1389-1392.
- Воронцова Г.А. Микрофитолиты и корреляция верхнего докембрия Восточно-Саянской и Байкало-Патомской складчатых областей. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1974. 36 с.
- Воронцова Г.А. Распределение микрофитолитов в верхнем докембрии Восточно-Саянской и Байкало-Патомской складчатых областей. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7, с. 108-118.
- Гафаров Р.А., Прозоров Ю.И. Тектоническое районирование фундамента Тимано-Печорской плиты. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, вып. 1, с. 40-50.
- Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность. М.: Недра, 1974. 279 с.
- Герасимов А.П. Геологические исследования в Ленском горном округе в 1902 г. - Геол. исслед. в золот. обл. Сибири. Ленский золот. район, 1905, вып. 3, с. 1-39.
- Гецен В.Г. О стратиграфическом и тектоническом положении верхнерифейской карбонатной толщи Тимана и полуострова Канин. - Бюл. МОИП. Нов. сер., т. LXXV. Отд. геол., т. XLV, 1970, вып. 1, с. 58-70.
- Гецен В.Г. Стратиграфия и структура рифейских отложений полуострова Канин. - Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 4, с. 905-908.
- Гецен В.Г. Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Л.: Наука, 1975. 142 с.
- Гецен В.Г. Рифейский комплекс Тимано-Печорской провинции - возможная нефтепродвижающая толща. - В кн.: Нефтегазоносные комплексы Печорской синеклизы. Сыктывкар: Изд-во Коми фил. АН СССР, 1981, с. 27-38.
- Гинзбург Р.Н., Джеймс Н.П. Голоценовые карбонатные осадки континентальных шельфов. - В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978, с. 156-177.
- Головенко В.К. К стратиграфии северо-восточной окраины Патомского нагорья. - Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1957, т. 4, № 24, с. 54-64.
- Головенко В.К. Стратиграфия, литология и условия образования среднепротерозойских отложений Патомского нагорья. Автореф. канд. дис. Л., 1964. 24 с.
- Головенко В.К. Литолого-геохимические особенности и условия образования тенторгинской серии северной части Байкальской горной области. М.: Недра, 1976. 124 с.
- Головенко В.К., Салоп Л.И., Чумаков Н.М. Северная часть Байкальской горной области. - В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госнаучтехиздат, 1963, с. 436-458.
- Горбачев В.Ф., Корнев Б.В. Рифтогенные структуры окраин Сибирской платформы и их нефтегазоносность. - В кн.: Тектоника и перспективы нефтегазоносности Восточной Сибири. М.: Наука, 1979, с. 83-95.
- Горохов С.С. Рифей хребта Урал-Тау. М.: Наука, 1964. 138 с.
- Давыдов Ю.В. Рифейские карбонатные отложения юго-востока Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1975. 109 с.
- Дворкин-Самарский В.А., Ерхов В.Ф. История геологического развития Северного Прибайкалья. - В кн.: Геология, магматизм и полезные ископаемые Забайкалья. Улан-Удэ: Изд-во Бур. фил. АН СССР, 1974, с. 5-19.
- Демин А.А. Геологические исследования в бассейне рек Жуи и Малого Патомы в 1908 г. - Геол. исслед. в золот. обл. Сибири. Ленский золот. район, 1910, вып. 5, с. 57-79.
- Дольник Т.А. Стратиграфия и строматолиты рифея, венда и нижнего кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1969. 27 с.
- Дольник Т.А. Строматолиты опорных разрезов докембрия окраины Саяно-Байкальской горной области. Иркутск: Изд-во Вост.-Сиб. НИИГиМС, 1982. 183 с.
- Дольник Т.А., Воронцова Г.А. Ченчинская свита Байкало-Патомского нагорья и ее органические остатки. - В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1971, с. 145-166.
- Дольник Т.А., Воронцова Г.А. Биостратиграфия верхнего докембрия и нижних горизонтов кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974. 95 с.

- Дольник Т.А., Воронцова Г.А. О возрасте отложений Бодайбинского синклиория. - Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 1, с. 163-166.
- Дольник Т.А., Тихонов В.Л., Станевич А.М. и др. Новые данные по стратиграфии Олоkitского прогиба. - В кн.: Опорные узлы унифицированной схемы позднего докембрия Средней Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 59-93.
- Домбровский В.В. Геология Байкало-Патомского нагорья. Иркутск: Обл. кн. изд-во, 1940. 99 с.
- Древняя структура земной коры Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1975. 185 с.
- Еганов Э.А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 227 с.
- Есипов П.М. К стратиграфии докембрия Среднего и Северного Урала. - Сов. геология, 1981, № 11, с. 76-89.
- Жаднова Т.П. Стратиграфия северо-востока Патомского нагорья. - Труды ЦНИГРИ. М.: Изд-во ЦНИГРИ, 1961, вып. 38, с. 49-85.
- Жаднова Т.П. Тектоника северо-востока Патомского нагорья. - Труды ЦНИГРИ. М.: Изд-во ЦНИГРИ, 1982, вып. 48, с. 114-140.
- Жаднова Т.П. Верхний докембрий северо-востока Ленского золотоносного района. Автореф. канд. дис. М., 1968. 31 с.
- Жарков М.А., Жаркова Т.М. Наборы и ассоциации соляных пород соленосных формаций хлоридного типа, их сравнительная характеристика и механизм образования. - В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. М.: Наука, 1969, с. 7-79.
- Жарков М.А., Чечель Э.И. Отложения позднего докембрия и кембрия в бассейне р. Чаи (западный склон Северо-Байкальского нагорья). - Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 1, с. 85-88.
- Жарков М.А., Чечель Э.И. Осадочные формации кембрия Аигаро-Ленского прогиба. Новосибирск: Наука, 1973. 240 с.
- Жарков М.А., Благовидов В.В., Жаркова Т.М., Мерзляков Г.А., Яншин А.Л. Классификация соленосных формаций по вещественному составу и закономерностям пространственного положения. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, вып. 3, с. 56-73.
- Жаркова Т.М. Типы пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976. 301 с.
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1972. 399 с.
- Журавлев В.С., Забродин В.Е., Раабен М.Е. и др. К стратиграфии фундамента Тиманского кряжа. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, т. LI, вып. 2, с. 49-75.
- Журавлев В.С., Осадчук М.И. Структурно-фациальная зональность рифейского складчатого фундамента Тимана. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1960, т. XXXV, вып. 3, с. 89-102.
- Журавлев В.С., Осадчук М.И. Тиманский кряж и полуостров Канин. - В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госнаучтехиздат, 1963, с. 206-239.
- Журавлева З.А., Комар В.А., Чумаков Н.М. Стратиграфические соотношения патомского комплекса с осадочными отложениями западного и северного склонов Алданского щита. - Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 5, с. 1026-1029.
- Журавлева И.Т. Методы изучения ископаемых органогенных построек. - Труды докладов V Всесоюзного совещания по ископаемым кораллам и рифам. Душанбе: Дониш, 1983, с. 43-44.
- Журавлева И.Т., Мягкова Е.И. Морфология ископаемых элементарных органогенных построек. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1977, с. 125-134.
- Журавлева И.Т., Мягкова Е.И. О классификации современных и ископаемых органогенных построек. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1979, с. 117-128.
- Журавлева И.Т., Равикович А.И. Морфология и эволюция органогенных построек. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1973, с. 46-53.
- Забродин В.Е. Катаграфин группы *Vesicularites Reitlinger*, их диагностические признаки и методика изучения. - В кн.: Проблематика пограничных слоев рифея и кембрия Русской платформы, Урала и Казахстана. М.: Наука, 1968, с. 37-82.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. М.-Л.: Госнаучтехиздат, 1932. 78 с.

- Задорожная Н.М., Осадчая Д.В., Журавлева И.Т. и др. Раннекембрийские органогенные постройки на территории Тувы (Саяно-Алтайская складчатая область). В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1973, с. 53-65.
- Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 247 с.
- Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность. М.: Наука, 1975. 235 с.
- Ископаемые рифы и методика их изучения. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1968. 251 с.
- Келлер Б.М. Вендский комплекс Урала. - Сов. геология, 1966, № 5, с. 58-69.
- Келлер Б.М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей, венд). М.: Изд-во МГУ, 1968. 101 с.
- Келлер Б.М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. Общая геология. Т. 5. М.: ВИНТИ, 1973. 120 с.
- Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Верхний протерозой Сибирской платформы и ее обрамления. - В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск: Красноярск. кн. изд-во, 1967, с. 247-291.
- Киркинская В.Н., Смехов Е.М. Карбонатные породы - коллекторы нефти и газа. Л.: Недра, 1981. 250 с.
- Кирсанов Н.В., Сементовский Ю.В. О классификации терригенных и терригенно-карбонатных пород. - Изв. Казанского фил. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 5, с. 18-29.
- Клевцова А.А. Позднерифейский этап развития Русской плиты. - Изв. вузов. Геол. и разведка, 1971, № 11, с. 36-50.
- Клитин К.А., Павлова Т.Г., Постельников Е.С. Байкалиды юго-востока Сибири. М.: Наука, 1970. 143 с.
- Козлов В.И. О возрасте древних свит антиклинория Урал-Тау в Тирляномском районе Южного Урала. - Сов. геология, 1972, № 8, с. 66-77.
- Козлов В.И. К вопросу о строении уксских и ашинских отложений верхнего протерозоя Южного Урала. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 7, с. 112-123.
- Козлов В.И. Рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 130 с.
- Колосов П.Н. Стратиграфия верхнего докембрия юга Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 154 с.
- Колосов П.Н. Древние нефтегазоносные толщи юго-востока Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. 89 с.
- Колосов П.Н. Рифейские отложения Уринского антиклинория. - В кн.: Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия востока Сибирской платформы. Якутск: Якутск. кн. изд-во, 1978, с. 38-48.
- Комар В.А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 122 с.
- Комар В.А. О строении и строматолитах типовых разрезов верхнего рифея (Южный Урал). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 8, с. 50-60.
- Королюк И.К. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 129 с.
- Королюк И.К. Строматолиты верхнего докембрия. - В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госнаучтехиздат, 1963, с. 479-498.
- Королюк И.К. Биогермные образования Западного Прибайкалья. - В кн.: Ископаемые рифы и методика их изучения. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1968, с. 55-71.
- Королюк И.К. Карбонатные формации Прибайкалья. - В кн.: Тектоника и перспективы нефтегазоносности Восточной Сибири. М.: Наука, 1979, с. 96-107.
- Королюк И.К. Схема классификации карбонатных формаций. - В кн.: Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконструкций. М.: Наука, 1980, с. 84-88.
- Королюк И.К. Принципы типизации карбонатных формаций и нефтегазоносность различных типов формаций. - В кн.: Формационный анализ в нефтяной геологии. М.: Изд-во ИГиРГИ, 1981, с. 7-20.
- Королюк И.К., Михайлова М.В. Сравнительная характеристика биогермных образований. - В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970, с. 229-235.

- Королюк И.К., Михайлова М.В. Классификация ископаемых органогенных построек. - В кн.: Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность. М.: Наука, 1975, с. 30-47.
- Королюк И.К., Михайлова М.В. Некоторые вопросы геологии ископаемых рифов (статья 1). - Изв. вузов. Геол. и разведка, 1981, № 12, с. 21-27.
- Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. М.: Недра, 1976. 295 с.
- Крашенинников Г.Ф. Основные принципы классификации осадочных пород и современных осадков. - В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. М.: Наука, 1968, с. 1-16.
- Крашенинников Г.Ф. Карбонатная рифовая формация. - В кн.: Литология и палеогеография биогермных массивов. М.: Наука, 1975, с. 5-20.
- Крылов И.Н. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии позднего докембрия. М.: Наука, 1963. 133 с.
- Крылов И.Н. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. М.: Наука, 1967. 76 с.
- Крылов И.Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 1975. 243 с.
- Кузнецов В.Г. Геология рифов и их нефтегазоносность. М.: Недра, 1978. 289 с.
- Кузнецов В.Г. Погребенные рифы платформенных и переходных областей (геология, нефтегазоносность, методы изучения). Автореф. докт. дис. М., 1980. 47 с.
- Курбашкая Ф.А., Аблизин Б.Д. К палеогеографии терригенных толщ верхнего докембрия западного склона Среднего Урала. - В кн.: Геология и петрография Западного Урала. Вып. 5. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1970, с. 109-127.
- Кушнарёва Т.И., Журавлев В.С., Зарх В.П. и др. К стратиграфии и тектонике фундамента Юго-Западного Притиманья. - Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 3, с. 632-635.
- Лагутенкова Н.С., Чепикова Н.К. Верхнедокембрийские отложения Волго-Уральской области и перспективы их нефтегазоносности. М.: Наука, 1982. 105 с.
- Ленский золотоносный район. Т. 1. М.: Недра, 1971. 162 с.
- Литология и палеогеография биогермных массивов. М.: Наука, 1975. 198 с.
- Максимов С.П., Каледа Г.А., Гейман Б.М. и др. Тектонические закономерности распространения рифов, их нефтегазоносность и методика поисков. - В кн.: Рифогенные образования нефтеносных областей Русской платформы. М.: Изд-во ВНИГНИ, 1976, с. 5-20.
- Мамаев Н.Ф. Докембрий, венд и кембрий Урала. - В кн.: Стратиграфия и литология нижнего палеозоя и докембрия Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1970, с. 3-19.
- Марьенко Ю.И. Нефтегазоносность карбонатных пород. М.: Недра, 1978. 239 с.
- Маслов В.П. Карбонатные проблематики округлой формы. - В кн.: К геохимии и литологии палеозойских осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 156-164.
- Маслов В.П. Строматолиты. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 187 с.
- Маслов В.П. Водоросли и карбонатоосаждение. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 12, с. 81-86.
- Мац В.Д. Верхний докембрий Западного Прибайкалья и западной окраины Северо-Байкальского нагорья (стратиграфия и история развития). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1965. 26 с.
- Мац В.Д. Основные этапы геологического развития Западного Прибайкалья в верхнем докембрии. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1966, с. 65-69.
- Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50000/ Задорожная Н.М., Осадчая Д.В., Новоселова Л.Н. и др. Л.: Недра, 1982. 327 с.
- Мишельтейн В.Е., Голованов Н.П. Синезеленые водоросли и их роль в процессах докембрийского пороодообразования. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. Кн. 2. М.: Недра, 1975, с. 163-165.
- Миرونюк Е.П., Магнушевский Э.Л. Латеральные ряды формаций позднего карелия и рифея Алдано-Станового геоблока. - В кн.: Геологические формации региона Байкало-Амурской магистрали. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1980, с. 46-57.
- Митрофанов Г.Л. Байкальский мегакомплекс внутренних зон Байкальской горной области. - В кн.: Тектоника байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 73-86.
- Младших С.В., Аблизин Б.Д. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 2, с. 67-80.

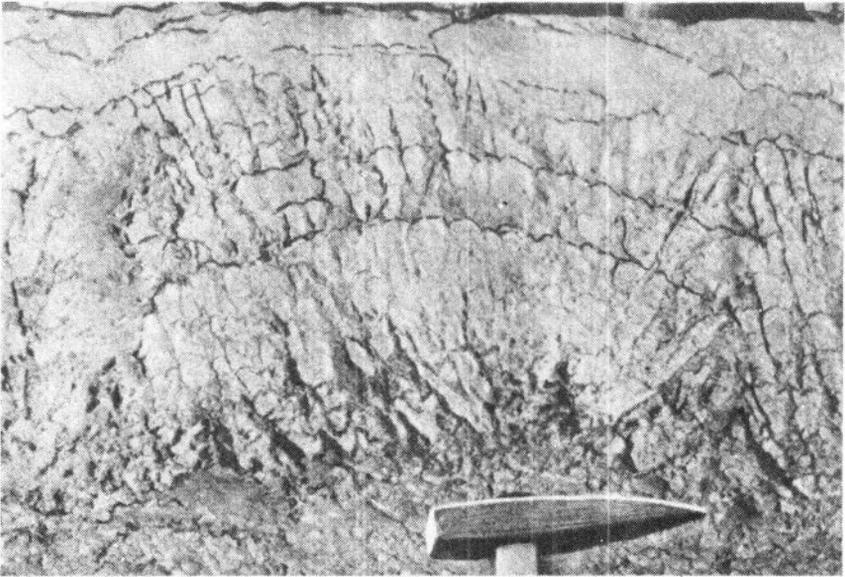
- Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С. и др. Тектоническое строение Якутской АССР. М.: Наука, 1964. 280 с.
- Москвитин И.Е., Нужнов С.В., Яшкин М.С. Результаты ревизионных стратиграфических исследований по верхнему докембрию северо-западного склона Алданского шита (бассейн рек Токко и Олёкмы). - В кн.: Опорные узлы унифицированной схемы позднего докембрия Средней Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 12-42.
- Наливкин А.Б. К стратиграфии и тектонике метаморфической толщи Тимана. - В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Додевон. М.: Гостонтехиздат, 1962, с. 122-123.
- Наумов В.А. Морфология и эволюция краевого шва Сибирской платформы. Северо-Байкальское нагорье. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974. 144 с.
- Обручев В.А. Геологические исследования Олёкмо-Витимской горной страны и ее золотоносных россыпей в 1890 г. Предварительный отчет. - Изв. Вост.-Сиб. отд. геогр. общества, 1891, вып. 22, № 2-3, с. 24-97.
- Обручев В.А. Геологические исследования Олёкмо-Витимской горной страны и ее золотоносных россыпей в 1891 г. Предварительный отчет. - Изв. Вост.-Сиб. отд. геогр. общества, 1892, вып. 23, № 3, с. 1-27.
- Обручев В.А. Геологическая карта Ленского золотоносного района. Описание листа V (1 и 2). Золот. области Сибири. Ленский район, 1910. 294 с.
- Обручев В.А. Геология Сибири. Т.1. М.: Изд-во АН СССР, 1935. 363 с.
- Обручев В.А. Геология Сибири. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1936. 409 с.
- Объяснительная записка к унифицированным и корреляционным стратиграфическим схемам Урала. Ч. 1. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1980. 152 с.
- Олли А.И. Древние отложения западного склона Урала. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1948. 412 с.
- Опорные разрезы отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы/ Хоментовский В.В., Шенфильд В.Ю., Яшкин М.С., Бутаков Е.П. М.: Наука, 1972. 356 с.
- Орлова М.Т., Коссовой Л.С., Якобсон К.Э. и др. Корреляция верхнедокембрийских отложений Мезенской впадины и Тимана по аксессуарным минералам. - В кн.: Стратиграфия и тектоника Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар: Изд-во Коми филиала АН СССР, 1982, т. 4, с. 3-6.
- Павловский Е.В. Геологический очерк района верховьев р. Чары. Вып. 71. М.-Л.: Изд-во ОНТИ - МКТП - СССР, 1933, с. 69-102.
- Павловский Е.В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 176 с.
- Павловский Е.В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 10, с. 3-12.
- Павловский Е.В. Зоны перикратонных опусканий - платформенные структуры первого порядка. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 12, с. 3-9.
- Павловский Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. - В кн.: Геология и петрология докембрия. Иркутск, 1962, с. 77-108.
- Павловский Е.В., Беличенко В.Г. Осадочные формации верхнего протерозоя Саяно-Байкальского нагорья и связанные с ними полезные ископаемые. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 123-141.
- Перевалов О.В. Стратиграфия верхнепротерозойских отложений среднего течения р. Мал. Чуи. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1966, с. 57-64.
- Перевалов О.В., Григоров Э.Н. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя Ленского золотоносного и Мамского слюдоносного районов. - Сов. геология, 1971, № 5, с. 38-50.
- Петров А.Ф. Стратиграфия и возраст позднедокембрийских отложений междуречья Олёкмы, Токко и Чары. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. II. Якутск: Якутск. кн. изд-во, 1963, с. 34-39.
- Плякин А.М. Литолого-стратиграфические особенности рифейских отложений западной структурно-фациальной зоны Среднего Тимана. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 7, с. 128-139.
- Плякин А.М., Осадчук М.И., Граф В.И. Стратиграфия докембрия Тимана и ее проблемы. - В кн.: Стратиграфия и тектоника Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар: Изд-во Коми филиала АН СССР, 1982, т. 4, с. 7-10.

- Покрышкин В.И. Карбонатные оолитовые пески Кубы, Багамских островов и Флориды. - Изв. вузов. Геол. и разведка, 1974, № 9, с. 33-41.
- Постникова И.Е. Корреляция разрезов верхнего докембрия западного склона Урала и Восточно-Европейской платформы. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, № 5, с. 86-102.
- Постникова И.Е. Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность. М.: Недра, 1977. 222 с.
- Преображенский Б.В. Экологическая классификация рифов. - В кн.: Тезисы докладов V Всесоюзного совещания по ископаемым кораллам и рифам. Душанбе: Дониш, 1983, с. 134-135.
- Преображенский П.И. Северная и западная окраины Патомского нагорья. - Геол. исслед. в золот. обл. Сибири. Ленский золот. район, 1910, вып. 5, с. 1-24.
- Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. Ч. 2. Л.: Госнаучтехиздат, 1940. 420 с.
- Пустовалов Л.В. Об основных принципах и классификации осадочных горных пород. - В кн.: Вопросы литологии и палеогеографии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1962, с. 81-110.
- Раабен М.Е. Строматолиты верхнего рифея (гимносолениды). М.: Наука, 1969. 97 с.
- Раабен М.Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 246 с.
- Раабен М.Е. Миньярская свита Южного Урала - литофациальное подразделение. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 4, с. 56-66.
- Раабен М.Е., Забродин В.Е. Водорослевая проблематика верхнего рифея (строматолиты, онколиты). М.: Наука, 1972. 128 с.
- Работнов В.Т. К вопросу о стратиграфии позднедокембрийских отложений бассейнов рек Джелинды и Богаюкты. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 10. Якутск: Якутск. кн. изд-во, 1962, с. 40-45.
- Работнов В.Т. Стратиграфия рифея и низов палеозоя юго-западной Якутии в связи с нефтегазосностью. Автореф. канд. дис. М., 1966. 32 с.
- Равикович А.И. Современные и ископаемые рифы. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 172 с.
- Равикович А.И. Рифы и роль тектонических движений в их образовании. - Бюл. МОИП, 1960, № 1, с. 47-68.
- Разницын В.А. Тектоника Южного Тимана. М.-Л.: Наука, 1964. 150 с.
- Разницын В.А. Тектоника Среднего Тимана. Л.: Наука, 1968. 147 с.
- Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
- Решение совещания по стратиграфии отложений верхнего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1962. 9 с.
- Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск, 1979. Ч. 1. Верхний протерозой и нижний палеозой. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 215 с.
- Рифейские отложения Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений. Новосибирск: Наука, 1973. 207 с.
- Романов В.А. Типовые разрезы докембрия Южного Урала. М.: Наука, 1973. 170 с.
- Романов В.А., Михайлов П.Н., Морозова Л.А. О структурном соотношении докембрийских образований Южного Урала. - В кн.: Вопросы геологии восточной части Русской платформы и Южного Урала. Вып. 15. Уфа: Изд-во Баш. фил. АН СССР, 1972, с. 28-32.
- Руженцев С.В., Чжан Бу-Чунь. О тектонике северных частей Патомского нагорья. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 9, с. 37-42.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.-М.: Госнаучтехиздат, 1953. 671 с.
- Савицкий В.Е., Асташкин В.А. Роль и масштабы рифообразования в кембрийской истории Сибирской платформы. - В кн.: Геология рифовых систем кембрия Западной Якутии. Новосибирск, СНИИГиМС, 1979, с. 5-18.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра, 1964. 515 с.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. М.: Недра, 1967. 699 с.
- Семихатов М.А., Комар В.А., Серебряков С.Н. Юдомский комплекс стратотипической местности. М.: Наука, 1970. 208 с.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Серебряков С.Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 160 с.
- Силур Эстонии. Таллин: Валгус, 1970. 343 с.

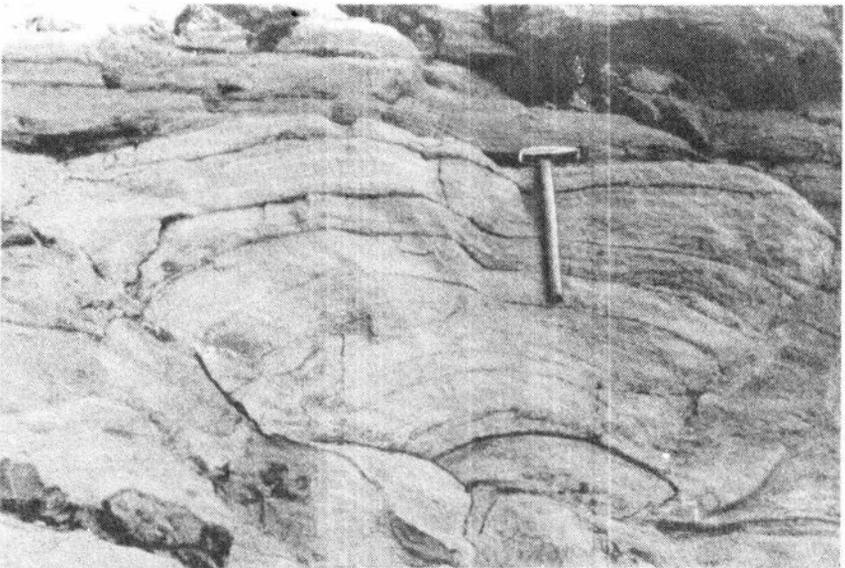
- Советов Ю.К. Верхнерифейский рифовый комплекс Малого Каратау (Южный Казахстан). – Докл. АН СССР, 1981а, т. 257, № 4, с. 975–979.
- Советов Ю.К. Терригенные формации позднего докембрия Северо-Тяньшанской геосинклинали. – В кн.: Эволюция литогенеза в истории Земли. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1981б, с. 51–62.
- Советов Ю.К. Докембрийские рифовые и биогермные формации и зональность Северо-Тяньшанской геосинклинали. – Геол. и геофиз., 1984, № 3, с. 34–41.
- Солонцов Л.Ф., Тимергазин К.Р. Урало-Волжская область. – В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 86–103.
- Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Осадочные породы. Т. 2. Л.: Госнаучтехиздат, 1958. 519 с.
- Старостина З.М. Геологическое строение северной окраины Патомского нагорья и прилегающей части Ленского палеоплато. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1935, т. 13, вып. 3, с. 305–349.
- Стратотип рифея (Стратиграфия, Геохронология). М.: Наука, 1983. 184 с.
- Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966. 487 с.
- Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала). М.: Наука, 1977. 120 с.
- Теодорович Г.И. Учение об осадочных породах. Л.: Госнаучтехиздат, 1958. 572 с.
- Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. Кн. 2. М.: Наука, 1970. 416 с.
- Тихонов В.Л. Основные этапы развития байкалд Патомской складчатой области в докембрии. – Геол. и геофиз., 1969, № 6, с. 37–45.
- Тихонов В.Л., Аносов В.С. О бодайбинском и кадаликанском комплексах Байкало-Патомского нагорья. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1966, с. 14–23.
- Трунов В.П. Корреляция верхнепротерозойских отложений Байкало-Патомского обрамления Сибирской платформы. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 5, с. 28–38.
- Трунов В.П. Корреляция разрезов верхнепротерозойских отложений Патомского нагорья. – Геол. и геофиз., 1976, № 2, с. 81–89.
- Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 462 с.
- Флерова О.В. Нефтеносность кембрийских отложений Лено-Алдайского бассейна. М.–Л.: Гостолтехиздат, 1941. 123 с.
- Хабаров Е.М. Классификация пород ордовикских отложений района р. Мойеро (север Сибирской платформы). – В кн.: Проблемы литолого-стратиграфических и структурных исследований. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 38–56.
- Хабаров Е.М. Верхнерифейские органогенные постройки периферии Патомского нагорья. – В кн.: Карбонатные формации Сибири и связанные с ними полезные ископаемые. Новосибирск: Наука, 1982а, с. 83–86.
- Хабаров Е.М. Наборы пород и сообщества ченчинской карбонатной рифогенной формации периферии Патомского нагорья. – В кн.: Особенности строения осадочных формаций. Новосибирск: Наука, 1982б, с. 84–103.
- Хабаров Е.М. Строение и условия формирования верхнерифейской рифогенной формации Жуинско-Патомского прогиба. – В кн.: Проблемы литостратиграфии и структурной геологии. Новосибирск: Наука, 1982в, с. 15–31. (Рукопись деп. в ВИНТИ 10 августа 1982 г. № 4430–82 Дел.).
- Хабаров Е.М. Структура позднекембрийских рифогенных сооружений и условия их образования. – В кн.: Тезисы докладов V Всесоюзного совещания по ископаемым кораллам и рифам. Душанбе: Дониш, 1983, с. 157–158.
- Ханн В.Е. Рифы и тектоника. – В кн.: Значение биосферы в геологических процессах. Вопросы взаимосвязи палеонтологии и тектоники. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 162–170.
- Хатянов Ф.И., Меламед Б.М. О возможном верхнекембрийском краевом барьерном рифе в западной прибортовой зоне Бирско-Верхнекамского авлакогена. – Геол. нефти и газа, 1968, № 1, с. 46–51.
- Хворова И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбоната Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 171 с.
- Хворова И.В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 352 с.
- Хворова И.В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. – В кн.: Вулканогенные и терригенные формации. М.: Наука, 1963, с. 7–29.

- Херасков Н.П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. — В кн.: Деформация пород и тектоника. М.: Наука, 1964, с. 71–91.
- Хоментовский В.В. Везд. Новосибирск: Наука, 1976. 270 с.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Яшкин М.С. Корреляция отложений позднего докембрия внешнего пояса Байкало-Патомской складчатой области. — Геол. и геофиз., 1968, № 1, с. 3–12.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Яшкин М.С. Байкальский комплекс Прибайкалья и его аналоги в Патомской зоне. — В кн.: Стратиграфия нижнего кембрия и верхнего докембрия юга Сибирской платформы. М.: Наука, 1969, с. 73–85.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Яшкин М.С. Об определении объема верхнего рифея и его расчленение по строматолитам и микрофитолитам. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 6, с. 124–127.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю. К проблеме байкальской складчатости. — Геол. и геофиз., 1976, № 4, с. 18–29.
- Цейслер В.М. Введение в тектонический анализ осадочных формаций. М.: Наука, 1977. 151 с.
- Цейслер В.М. Угленосные толщи как осадочные геологические формации. — В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980, с. 97–105.
- Чочия Н.Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. Л.: Госнаучтехиздат, 1955. 406 с.
- Чумаков Н.М. К стратиграфии северной окраины Патомского нагорья. — Докл. АН СССР, 1956, т. III, № 4, с. 863–865.
- Чумаков Н.М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилюйской впадины. — В кн.: Тектоника СССР. Т. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 345–462.
- Шатский Н.С. Фосфоритовые формации и классификация фосфоритовых залежей. — В кн.: Совещание по осадочным породам. Вып. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 3–94.
- Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3–23.
- Шатский Н.С. О геологических формациях. — В кн.: Академик Н.С. Шатский. Избранные труды. Т. III. М.: Наука, 1965, с. 7–12.
- Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.
- Швецов М.С. Основы классификации осадочных пород. — В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. М.: Наука, 1968, с. 17–23.
- Шенфиль В.Ю. Строматолиты верхнедокембрийских отложений южного обрамления Сибирской платформы. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1968. 20 с.
- Штеренберг Л.Е., Степанова К.А., Туровский Д.С. и др. О механизме современного оолитообразования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 9, с. 113–122.
- Шуйский В.П. Известняковые рифообразующие водоросли нижнего девона Урала. М.: Наука, 1973. 156 с.
- Эйнасто Р.Э. Строение и условия образования каармского комплекса лагунных и отмельных отложений (силур Прибалтики). Автореф. канд. дис. Л., 1979. 35 с.
- Яшкин А.Л. Основные проблемы соленакопления. — В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5–15.
- Яшкин М.С. Микрофитолиты верхнего докембрия южного обрамления Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1970. 23 с.
- Aitken J.D. Stratigraphy and Sedimentology of the Upper Proterozoic Little Dal Group, Mackenzie Mountains, Northwest Territories. — Paper. Geol. Surv. Canada, 1981, v. 10, N 1, p. 47–71.
- Davies Peter J., Bubela B., Ferguson James. The formation of ooids. — Sedimentology, 1978, v. 25, N 5, p. 703–730.
- Dravis Jeff. Rapid and widespread generation of recent oolitic hardgrounds on a high energy Bahamian Platform, Elenthera Bank, Bahamas. — J. Sediment. Petrol., 1979, v. 49, N 1, p. 195–207.
- Dunham R. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1962, Mem. 1, p. 108–121.
- Fabricius Frank H. Origin of marine ooids and grapestones. — Contr. Sedimentol., 1977, N 7. 113 p.
- Folk R.L. Practical petrographic classification of limestones. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1959, v. 43, N 1, p. 1–38.

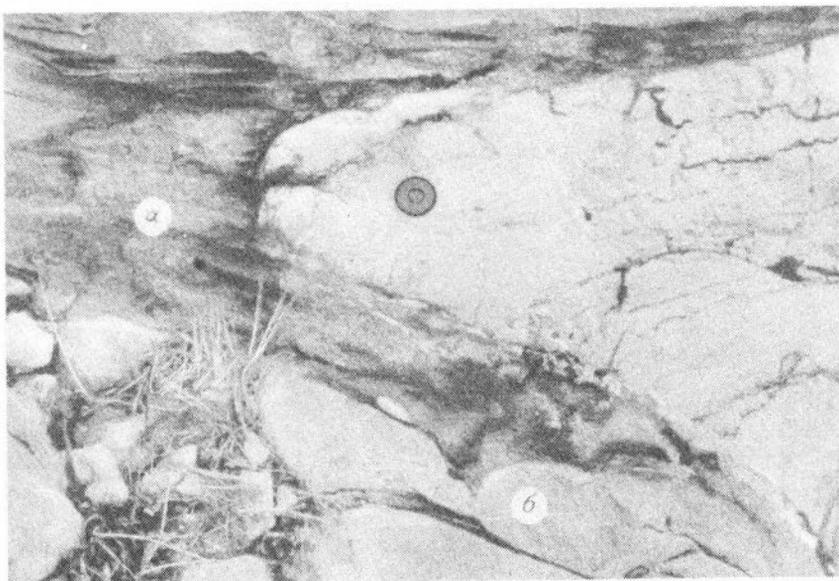
- Friedman G.M., Amiel A.I., Brann M. Generation of carbonate particles and laminites in algal mats - example from seamarginal hypersaline pool, Gulf of Agaba, Red. Sea. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973, v. 57, N 1, p. 541-557.
- Henson F.R.S. Cretaceous and Tertiary reef formations and associated sediments in the Middle East. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1950, v. 34, N 2, p. 215-238.
- Gebelein C.D. Distribution, morphology and accretion rate of Recent subtidal algal stromatolites in Bermuda. - J. Sediment. Petrol., 1969, v. 39, N 1, p. 49-69.
- Land L.S., Behrens E.W., Frismann S.A. The ooids of Baffin Bay, Texas. - J. Sediment. Petrol., 1979, v. 49, N 4, p. 1269-1277.
- Logan B.W. Cryptozoon and associated stromatolites from the Recent Shark Bay, Western Australia. - J. Geol., 1961, v. 69, N 5, p. 517-533.
- Maxwell W.G. Atlas of the Great Barrier Reef. Amsterdam - London: Elsevier Publ., 1968. 258 p.
- Monty C.L.V. Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats, eastern Andros Island, Bahamas. - Ann. Soc. geol. Belg., 1967, v. 90, N 3, p. 55-101.
- Newell N. The evolution of reefs. - Scientific American., 1972, v. 226, N 5, 6, p. 54-65.
- Wunderlich F. Studien zur Sedimentbewegung. 1. Transportformen und Schichtbildung im Gebiet der Jade. - Senckenbergiana maritima, 1969, v. 50, N 5, S. 107-146.



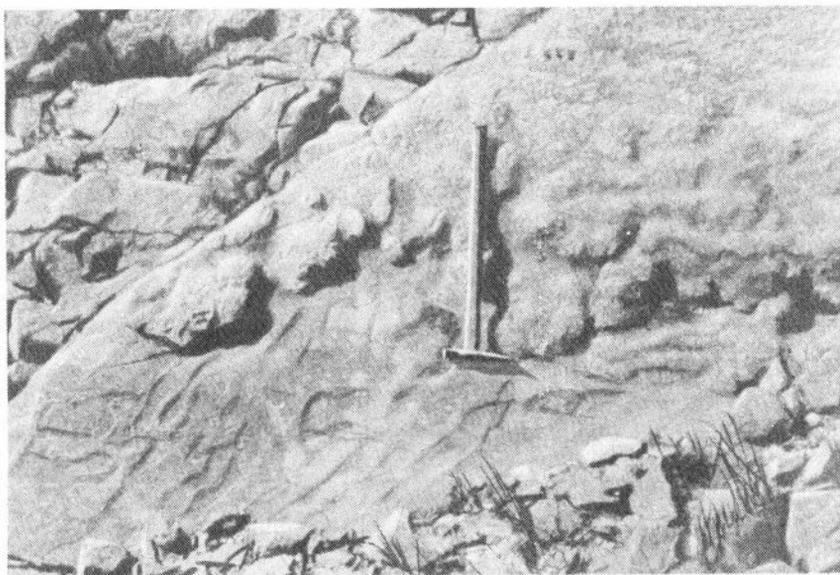
**Фото 1.** Деталь строения биогермного пласта из столчатых строматолитов. Биогермы соприкасаются друг с другом; р. Бол. Патом, ниже дер. Патом.



**фото 2.** Биогерм из нестолчатых строматолитов; левый берег р. Бол. Патом, 1,5 км ниже устья р. Челончён.



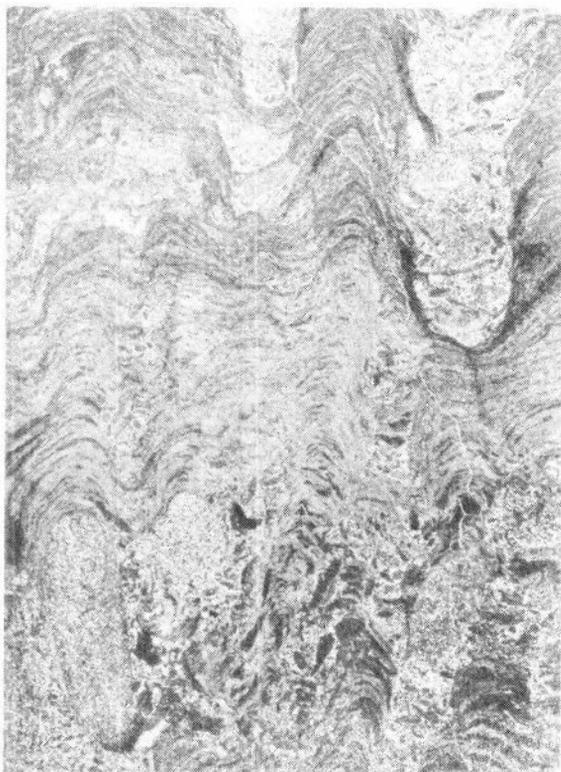
**Фото 3.** Деталь контакта биогерма из нестолбчатых строматолитов, изображенного на фото 2. а, б - известняки (а - кристаллические, глинистые, б - оолитовые).



**Фото 4.** Верхняя поверхность биогерма из нестолбчатых строматолитов. В нижней части мелкая перекрестная рябь волнения; левый берег р. Лены, у пос. Нохтуйск.



**Фото 5.** Известняк строматолитовый из столбчатых строматолитов. Хорошо прослеживается изменчивость арки у различных столбиков. Боковые ограничения столбиков рваные. Межстолбиковое пространство заполнено оолитами, сферолитами, интракластами, в том числе обломками строматолитовых слоев. Шлиф; увел. 2; николь 1; левый берег р. Лены, против устья р. Бол. Патом.



**Фото 6.** Известняк строматолитовый из столбчатых строматолитов. В нижней части видны вертикально ориентированные гальки зернистых известняков, которые служили основой для отдельных столбиков. Хорошо прослеживаются мостики между столбиками и интракласты строматолитовых слоев. Шлиф; увел. 1,5; николь 1; левый берег р. Лены, против устья р. Бол. Патом.



Фото 7. Известняк строматолитовый. Фрагмент микрослойка с нечеткой цилиндрической микроструктурой. Видны нечеткие субвертикально ориентированные столбики темного микрокристаллического кальцита среди более светлого тонкокристаллического. Вверху, слева микротрещина, заполненная яснокристаллическим кальцитом. Шлиф; увел. 60; николь 1; левый берег р. Лены, у дер. Тинной.

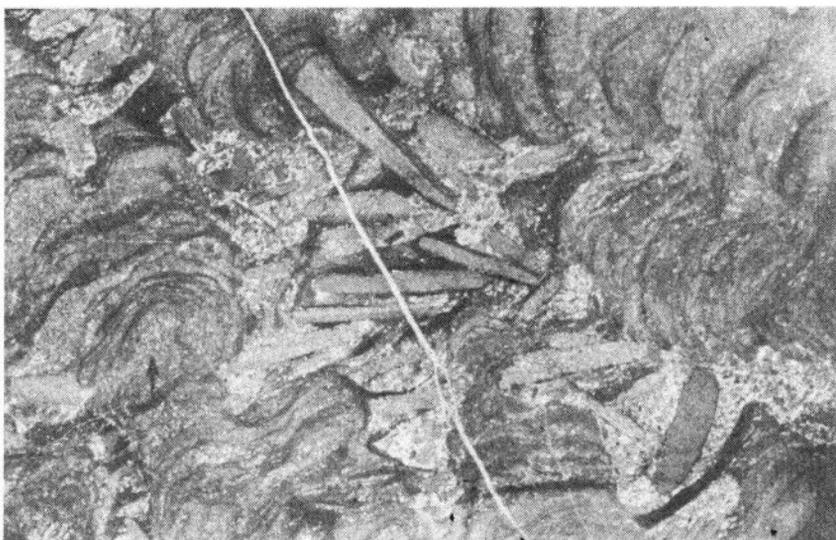
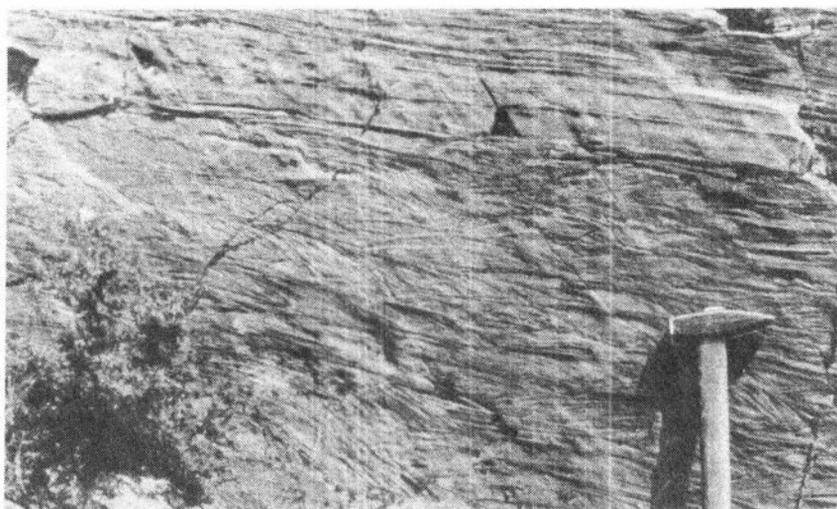
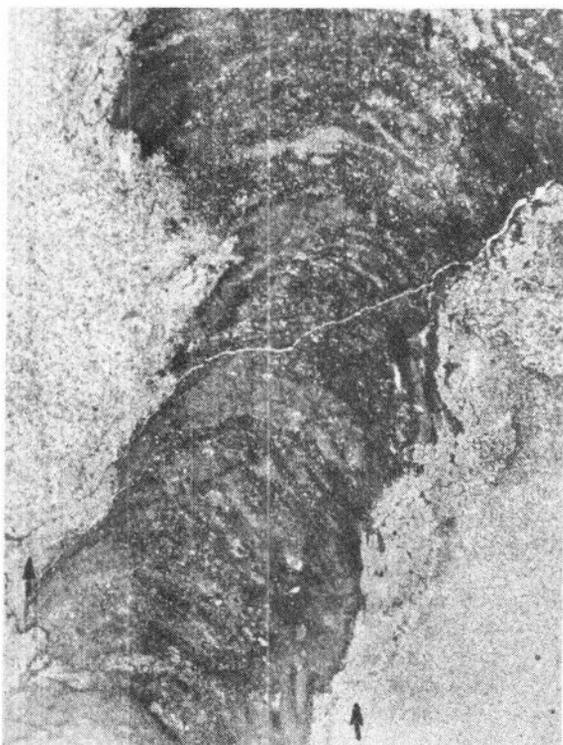
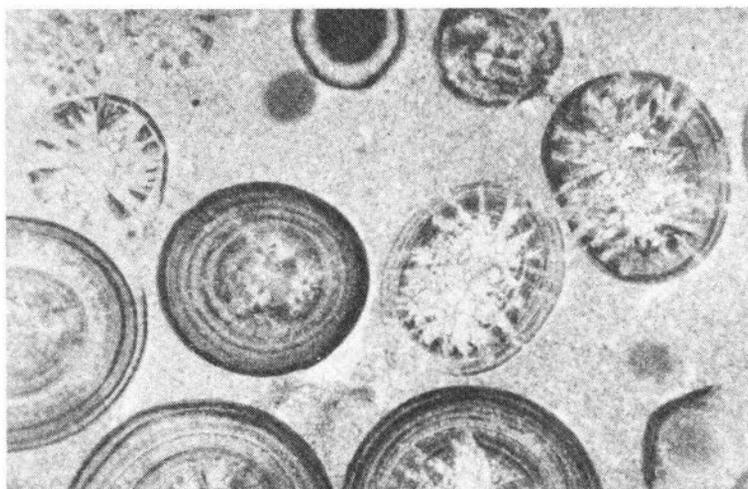


Фото 8. Известняк строматолитовый. Видны строматолитовые слойки с различными типами микроструктур. Стрелка указывает на участок с цилиндрической микроструктурой. Между столбиками многочисленные относительно крупные интракласты известняков. Шлиф; увел. 3,5; николь 1; левый берег р. Лены, у пос. Нохтуйск.

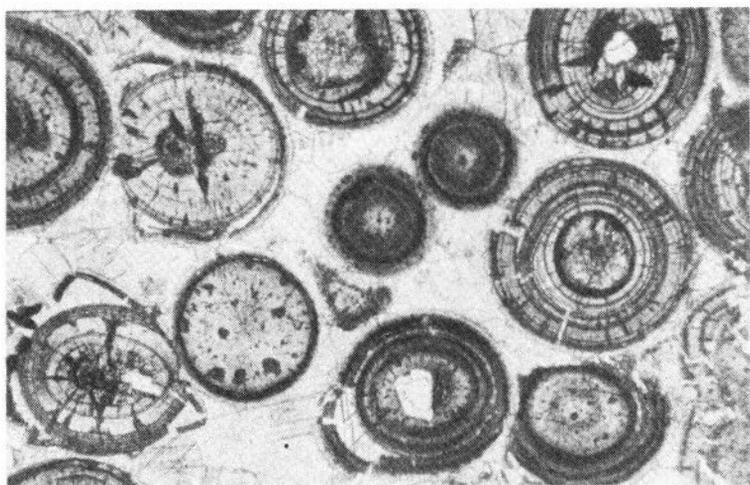
**Фото 9.** Известняк строма-  
толитовый доломитовый.  
Тонкокристаллический до-  
ломит (показан стрелками)  
замещает кальцит в при-  
контактных частях стол-  
бика и частично прослежи-  
вается в самом столбике.  
Межстолбиковое простран-  
ство заполнено зернистым  
известковым материалом с  
многочисленными обломка-  
ми кварца. Шлиф; увел.  
3,5; николь 1; левый бе-  
рег р. Лены, против устья  
р. Бол. Патом.



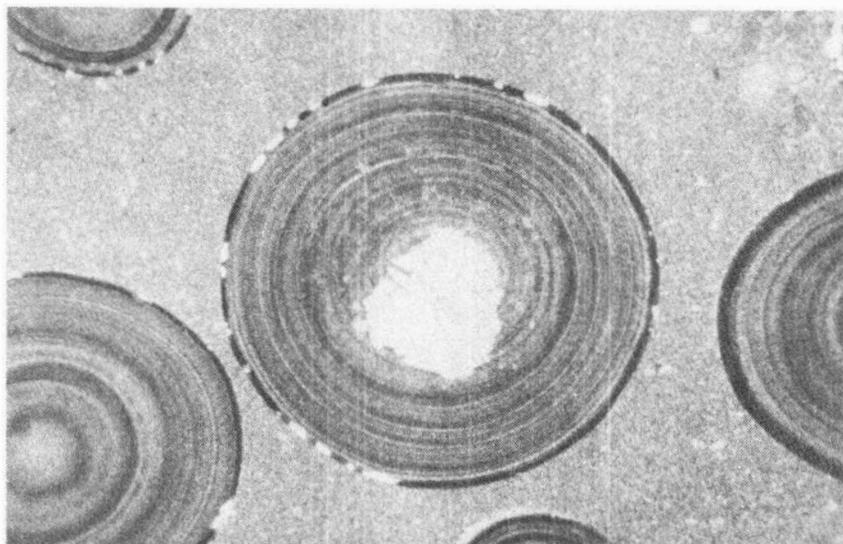
**Фото 10.** Косоволнистая разнонаправленная слоистость в комковато-оолитовых доломитистых известняках; р. Бол. Патом, 6 км ниже устья р. Челончён.



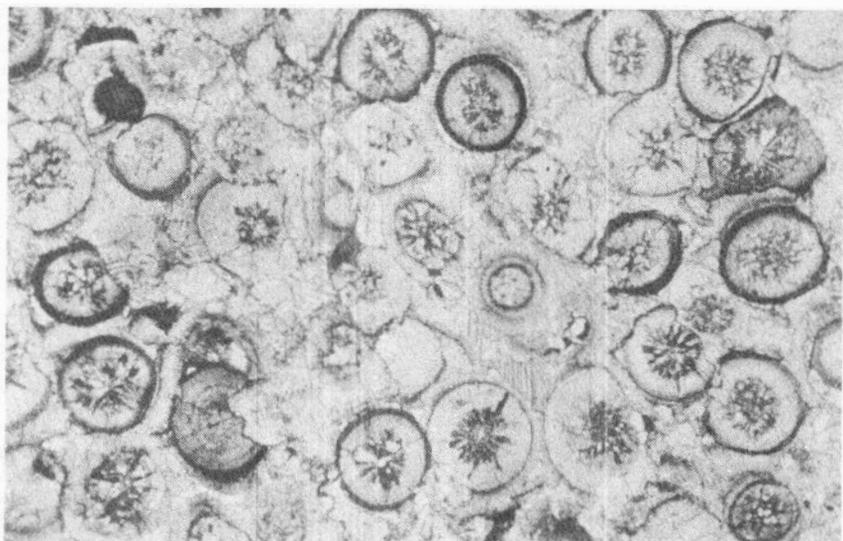
**Фото 11.** Известняк оолитовый из оолитов с четкой концентрической структурой. Наблюдается перекристаллизация оолитов с образованием грубой сферолитовой структуры. Степень перекристаллизации у разных оолитов различная, вплоть до полного исчезновения оолитов (левый верхний участок). В центральных частях перекристаллизованных оолитов отмечаются ромбоэдри доломита. Цемент микрокристаллический, кальцитовый, частично перекристаллизованный. Шлиф; увел. 12; николь 1; левый берег р. Лены, у пос. Нохтуйск.



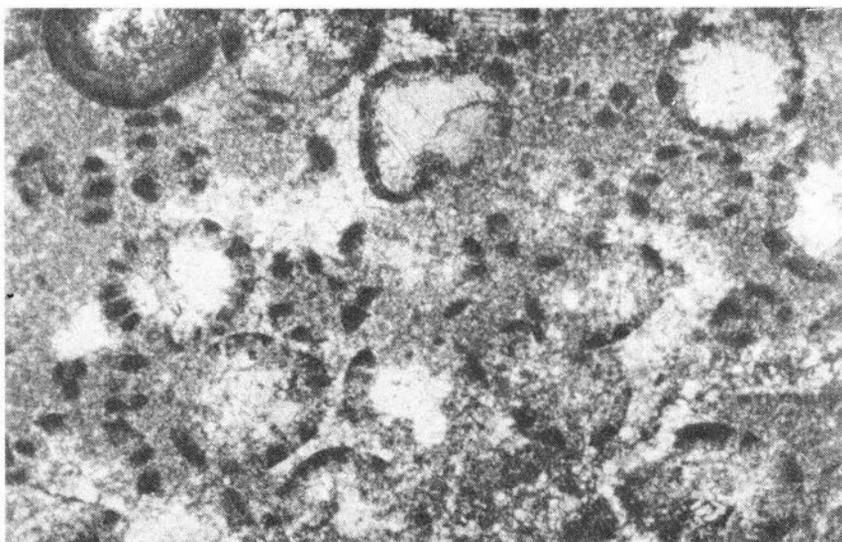
**Фото 12.** Известняк оолитовый. Наблюдается послойная перекристаллизация оолитов с образованием тонкой радиально-лучистой структуры. Некоторые оолиты полностью перекристаллизованы. Цемент кальцитовый, яснокристаллический. Шлиф; увел. 45; николь 1; р. Мал. Патом, у устья руч. Чеппелээх.



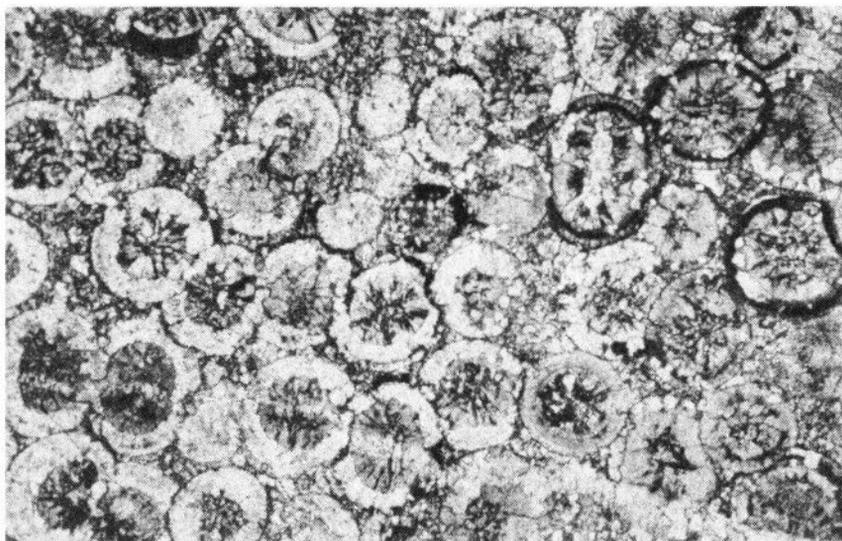
**Фото 13.** Известняк оолитовый. Оолиты с очень хорошей правильной концентрической слоистостью. Центральная часть оолита замещается яснокристаллическим кальцитом, а периферийная – кварцем. Цемент микрористаллический, кальцитовый. Шлиф; увел. 16; николь 1; р. Бол. Патом, ниже дер. Патом.



**Фото 14.** Известняк сферолитовый. Сферолиты с тонкой радиально-лучистой структурой, по которой развивается более грубая. В отдельных сферолитах прослеживаются реликты концентрической структуры. Порода перекристаллизована. Яснокристаллический кальцит замещает как цемент, так и отдельные сферолиты. Шлиф; увел. 60; николь 1; р. Бол. Патом, 1 км выше устья р. Челончён.



**Фото 15.** Известняк сферолитовый сильно перекристаллизованный. От некоторых сферолитов остались только расположенные по окружности темные сгустки микрокристаллического кальцита. Шлиф; увел. 34; николю 1; р. Мал. Патом, устье руч. Чеппелээх.



**Фото 16.** Известняк сферолитовый. Сферолиты с тонкой радиально-лучистой структурой, по которой развивается более грубая. Наблюдаются реликты concentрической структуры. Характерны новообразования кварца, который замещает периферические зоны сферолитов (более светлый). Шлиф; увел. 60; николю 1; левый берег р. Лены, у дер. Тинной.

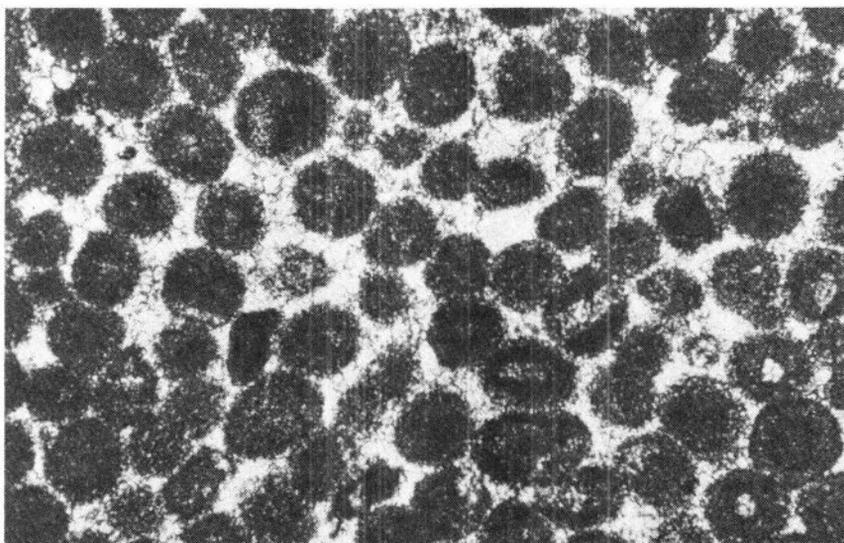


Фото 17. Известняк комковатый. Комочки из микрокристаллического кальцита с нечеткой внешней границей. Цемент кальцитовый, яснокристаллический. Шлиф; увел. 60; николь 1; левый берег р. Лены, против устья р. Бол. Патом.

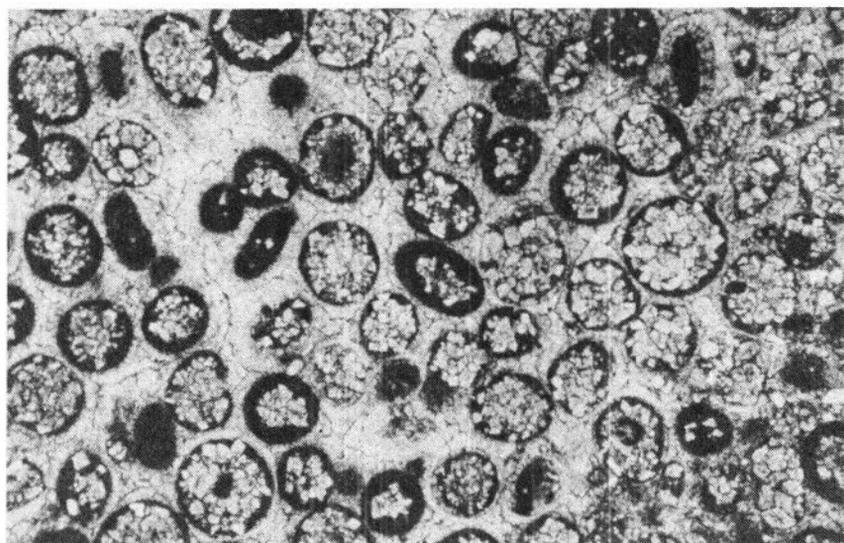


Фото 18. Известняк комковатый, доломитовый. Комочки микрокристаллического кальцита в значительной степени замещены ромбоэдрами доломита. Цемент кальцитовый, яснокристаллический. Шлиф; увел. 34; николь 1; левый берег р. Лены, против устья р. Бол. Патом.

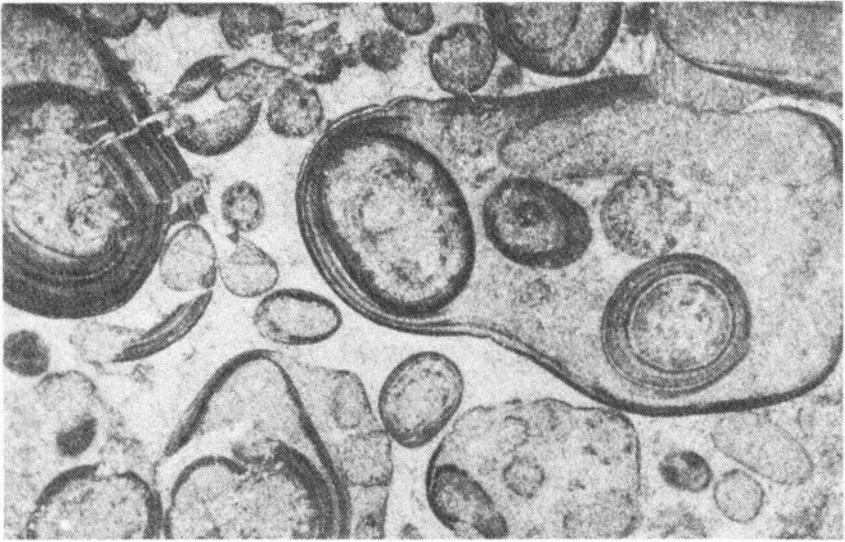
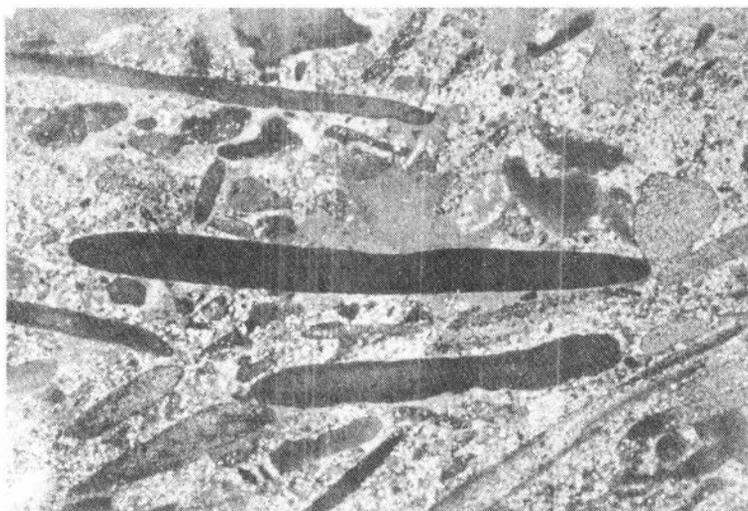


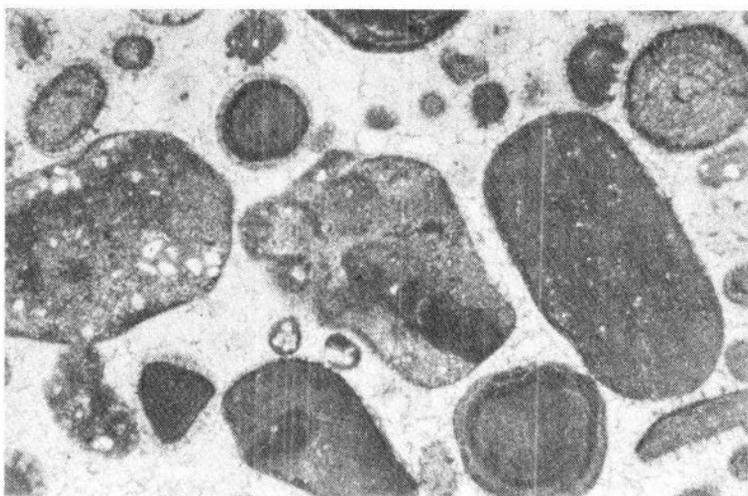
Фото 19. Известняк пизолитовый. Пизолиты разнообразной формы и размеров. Хорошо видны внешние концентрические каемки пизолитов, имеющие, по-видимому, водорослевое происхождение. Многие пизолиты замещаются тонкокристаллическим кальцитом. Цемент кальцитовый, яснокристаллический. Шлиф; увел. 16; николь 1; левый берег р. Чары, 1 км выше устья р. Бульджуней.



Фото 20. Известняк пизолитовый. Видны структуры растворения пизолитов и оолитов, возникшие при образовании стилолитов. Вблизи стилолитов фиксируется доломит. Шлиф; увел. 16; николь 1. Левый берег р. Лены, у пос. Нохтуйск.



**Фото 21.** Известняк интракластический, доломитовый. Многие интракласты микрокристаллического известняка частично или полностью замещены тонкокристаллическим доломитом. Цемент кальцитовый, тонко-яснокристаллический с многочисленными обломками кварца, кристаллами доломита и мелкими интракластами известняка. Шлиф; увел. 2,0; николь 1; левый берег р. Лены, против устья р. Бол. Патом.



**Фото 22.** Доломит интракластический, известковый. Обломки представлены микрокристаллическим, иногда алевритовым доломитом. Некоторые обломки (с нечеткой слоистостью) возникли, по-видимому, в результате жизнедеятельности водорослей. Встречаются доломитовые оолиты. Вокруг отдельных обломков и оолитов наблюдаются темные кальцитовые каемки. Цемент кальцитовый, яснокристаллический. Шлиф; увел. 6; николь 1; левый берег р. Лены, у пос. Нохтуйск.

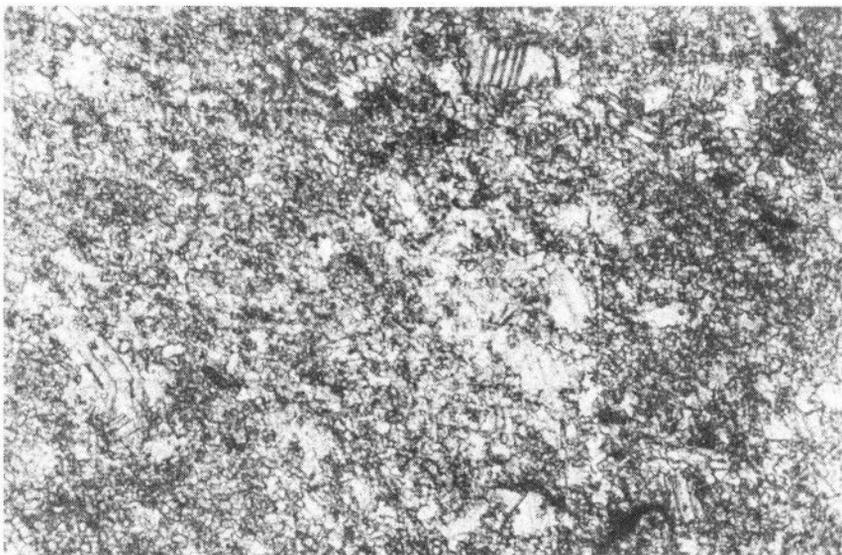


Фото 23. Известняк неравномернокристаллический. Структура возникла в результате избирательной перекристаллизации микрокристаллического кальцита. Шлиф; увел. 125; николь 1; р. Жуя, ниже устья руч. Сулахчин.

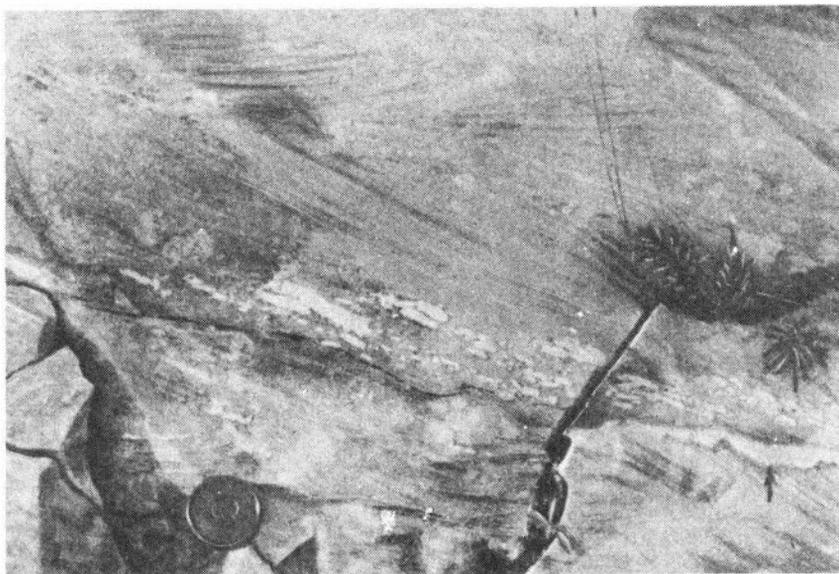


Фото 24. Фрагмент прослоя микрокристаллических доломитов (показан стрелкой), приуроченный к поверхности перерыва, среди оолитовых косослоистых известняков с многочисленными интракластами доломитов; р. Бол. Патом, ниже дер. Патом.

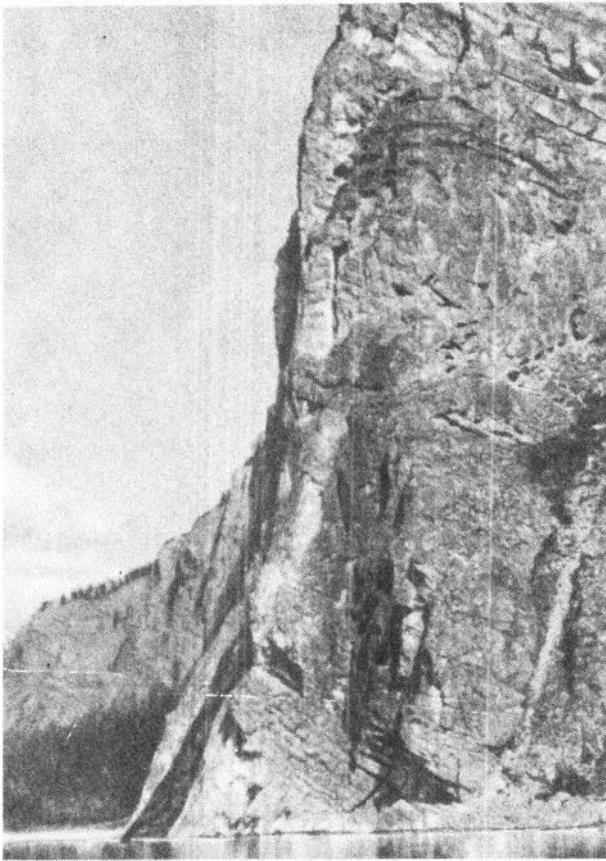


Фото 25. Общий вид эвбиогермного комплекса на р. Лене, у дер. Тинной.

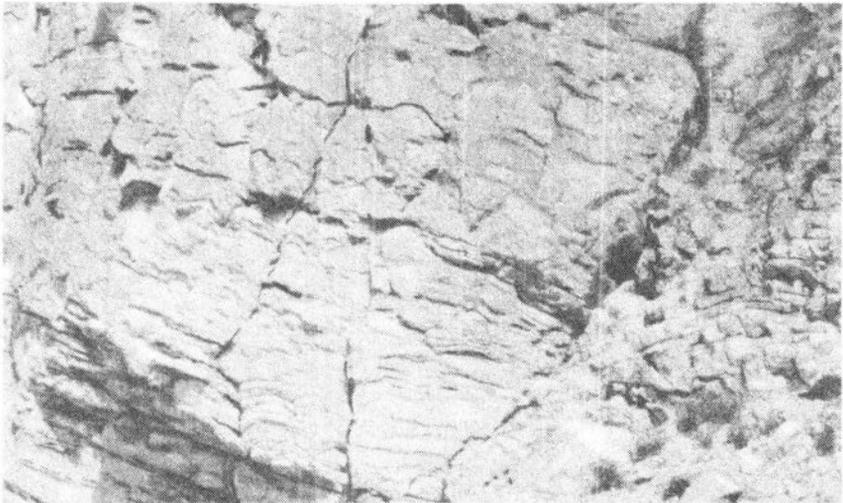


Фото 26. Небольшие строматолитовые биогермы из основания эвбиогермного комплекса, обнаженного на р. Лене, у дер. Тинной.



Фото 27. Фрагмент строения эвбиогермного комплекса на р. Лене, у пос. Нохтуйск. В центре между очень крупными биогермами видны небольшие строматолитовые постройки.

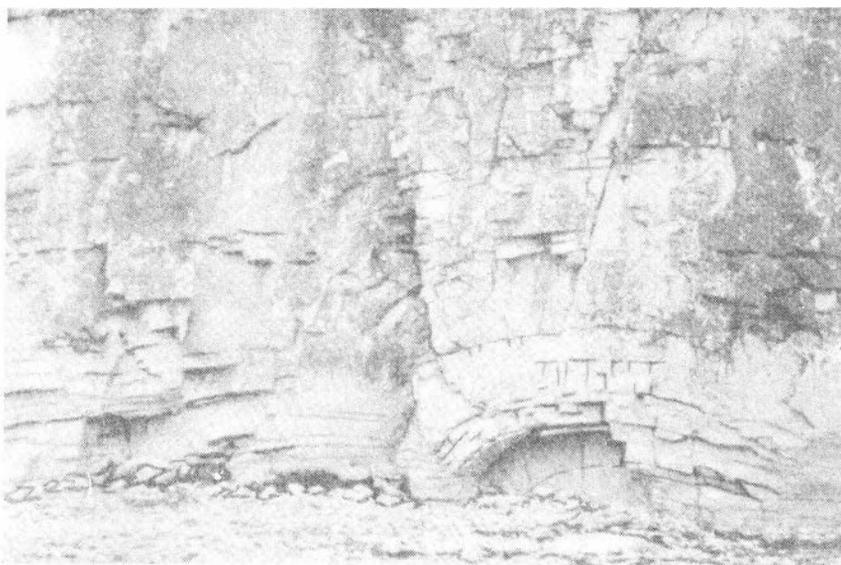
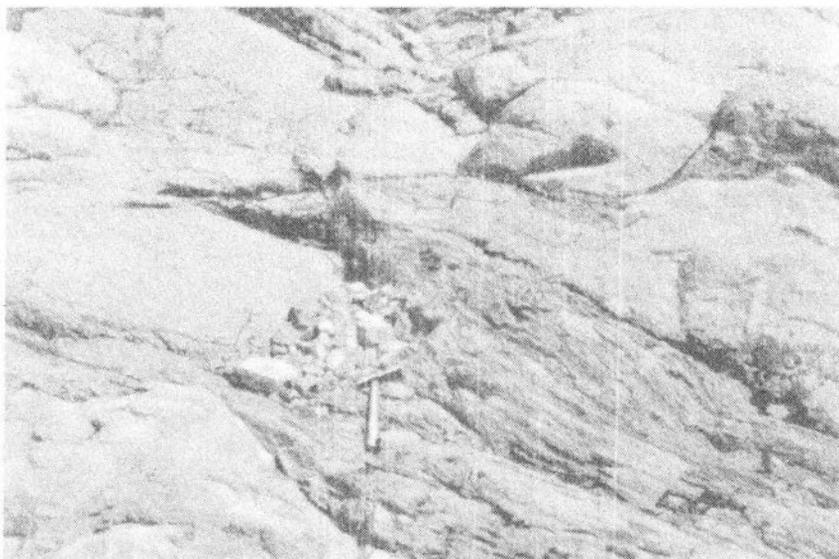
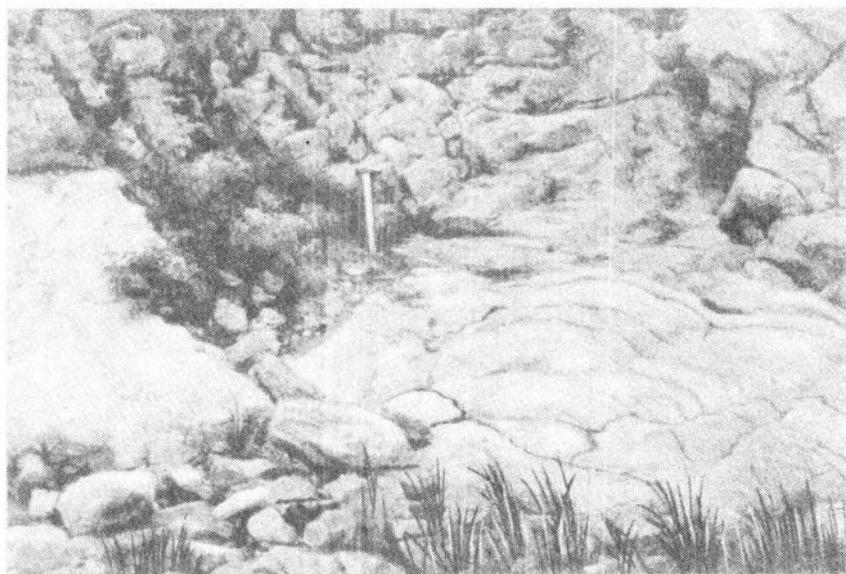


Фото 28. Фрагмент строения нижней части эвбиогермного комплекса на р. Чаре.



**Фото 29.** Небольшая "ванна", заполненная кристаллическими известняками в эвбиогермном комплексе; левый берег р. Лены, у пос. Нохтуйск.



**Фото 30.** Кристаллические и оолитовые известняки абиогермной ассоциации в эвбиогермном комплексе; левый берег р. Бол. Патом, 2 км ниже устья р. Челончён.

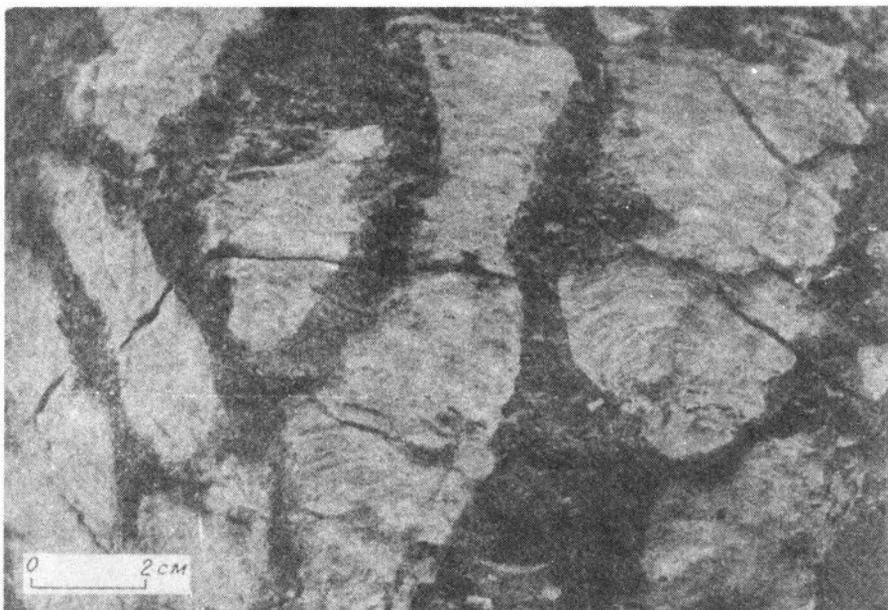


фото 31. Строматолитовые известняки из столчатых строматолитов (байкалий); оз. Байкал, ладь Мал. Кадильная.

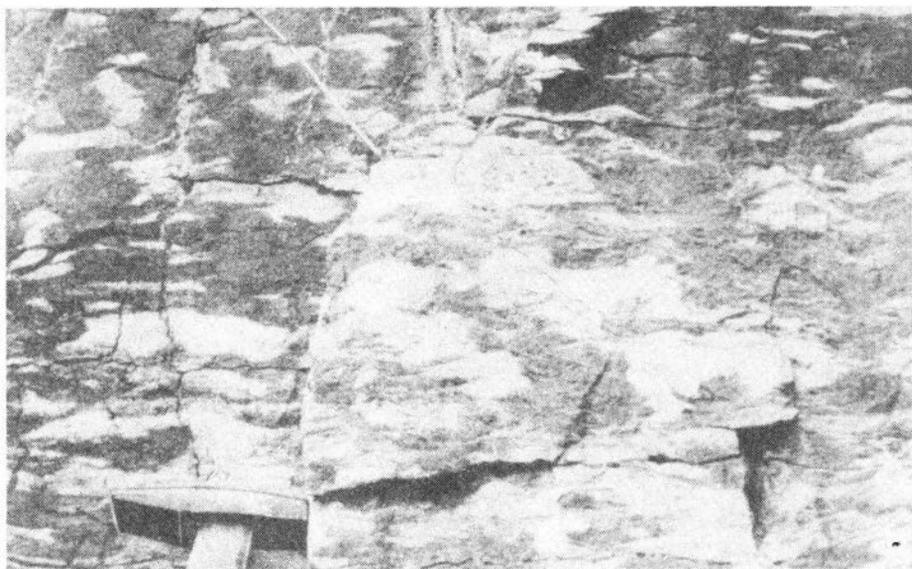


фото 32. "Пластинчатые" строматолиты; оз. Байкал, ладь Мал. Кадильная.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Глава I. Ченчинская рифогенная формация Жуинско-Патомского прогиба . . . . .	5
Краткие сведения о геологическом строении Жуинско-Патомского прогиба и история изучения ченчинской рифогенной формации . . . . .	-
Стратиграфическое расчленение и корреляция основных разрезов ченчинской рифогенной формации . . . . .	11
Классификация, характеристика и условия образования пород ченчинской рифогенной формации . . . . .	26
Общие принципы классификации . . . . .	-
Хемогенно-биохемогенные породы . . . . .	27
Терригенные породы . . . . .	39
Особенности строения ченчинской рифогенной формации . . . . .	40
Условия образования ченчинской рифогенной формации . . . . .	54
Глава II. Улунтуйская рифогенная формация Предбайкальского прогиба . . . . .	58
Стратиграфическое расчленение и корреляция основных разрезов улунтуйской рифогенной формации . . . . .	59
Характеристика пород улунтуйской рифогенной формации . . . . .	60
Особенности строения улунтуйской рифогенной формации . . . . .	64
Условия образования улунтуйской рифогенной формации . . . . .	66
Глава III. Миньярско-укская рифогенная формация Южного Урала . . . . .	67
Стратиграфическое расчленение и корреляция основных разрезов миньярско-укской рифогенной формации . . . . .	68
Характеристика пород миньярско-укской рифогенной формации . . . . .	73
Особенности строения миньярско-укской рифогенной формации . . . . .	75
Условия образования миньярско-укской рифогенной формации . . . . .	78
Глава IV. Низьвенско-быстринская рифогенная формация Тимана, Полюдова кряжа и п-ова Канин . . . . .	80
Стратиграфическое расчленение и корреляция основных разрезов низьвенско-быстринской рифогенной формации . . . . .	81
Характеристика пород низьвенско-быстринской рифогенной формации . . . . .	86
Особенности строения низьвенско-быстринской рифогенной формации . . . . .	87
Условия образования низьвенско-быстринской рифогенной формации . . . . .	88
Глава V. Основные особенности состава, строения и условий образования позднедокембрийских рифогенных формаций юга Восточной Сибири, Южного Урала и Тимана . . . . .	89
Заключение . . . . .	96
Литература . . . . .	99
Приложение . . . . .	109

Евгений Максимович Хабаров

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА  
ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ РИФОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Юг Восточной Сибири, Южный Урал и Тиман

Утверждено к печати

Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства А.М. Самсоненко  
Художественный редактор М.Ф. Глазырина  
Художник Н.А. Пискун  
Технический редактор Л.Г. Филина  
Корректоры Е.Н. Зими́на, Н.М. Горбачева

---

ИБ № 23636

Сдано в набор 17.10.84. Подписано к печати 08.05.85. МН-01542.  
Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная. Офсетная печать.  
Усл. печ. л. 10,4. Усл. кр.-отт. 10,7. Уч.-изд. л. 11,5.  
Тираж 600 экз. Заказ № 410. Цена 1р. 70к.

---

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука",  
Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука".

630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

## В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ ИЗДАТЕЛЬСТВА "НАУКА"

готовятся к выпуску следующие книги:

Семушин В.Н. Рентгенографический определитель цеолитов. – 9 л.

В монографии собраны и систематизированы рентгенографические порошковые данные, сведения о параметрах ячейки, составе и других характеристиках минералов класса цеолитов и их синтетических аналогов. Приведена современная минералогическая классификация цеолитов, кратко рассматриваются элементы структуры, демонстрируется зависимость между параметрами элементарной ячейки и содержанием некоторых компонентов состава.

Для геологов, минералогов, сотрудников рентгеновских лабораторий, химиков, геохимиков, технологов и других специалистов, изучающих цеолиты.

Удско-Шантарский фосфоритоносный бассейн/Г.В. Роганов, Л.П. Соболев, С.Я. Мельник, Г.Б. Балданов. – 15 л.

Охарактеризованы геологическое строение и фосфоритоносность Удско-Шантарского бассейна, уникального по своей тектонической природе и разнообразию литологических типов фосфоритов и вмещающих их пород. Разработаны классификации фосфоритов на литологической и технологической основах, охарактеризован вещественный состав выделенных типов руд. Проанализированы стратиграфические, литологические, палеогеографические, палеотектонические закономерности размещения фосфоритов и геолого-генетические условия их образования.

Для литологов и геологов, занимающихся изучением, поисками и прогнозированием месторождений фосфоритов и других осадочных полезных ископаемых.

Книги высылаются наложенным платежом.

Заказы направляйте по адресу:

630090, Новосибирск, 90, Академгородок,

Морской проспект, 22, магазин "Наука".

ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ КНИГ ПОЧТОЙ  
ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО АДРЕСАМ:

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97  
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13  
232600 Вильнюс, ул. Университето, 4  
690088 Владивосток, Океанский проспект, 140  
320093 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24  
734001 Душанбе, проспект Ленина, 95  
375002 Ереван, ул. Туманяна, 31  
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289  
420043 Казань, ул. Достоевского, 53  
252030 Киев, ул. Ленина, 42  
252142 Киев, проспект Вернадского, 79  
252030 Киев, ул. Пирогова, 2  
252030 Киев, ул. Пирогова, 4  
277012 Кишинев, проспект Ленина, 148  
343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1  
660049 Красноярск, проспект Мира, 84  
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2  
191104 Ленинград, Литейный проспект, 57  
199164 Таможенный пер., 2  
196034 Ленинград, В/О,9 линия, 16  
220012 Минск, Ленинский проспект, 72  
103009 Москва, ул. Горького, 19а  
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7  
630076 Новосибирск, Красный проспект, 51  
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22  
142284 Протвино Московской обл., "Академкнига"  
142292 Пушкино Московской обл., МР, "В", 1  
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137  
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73  
700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43  
700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6  
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18  
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10  
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49  
720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42  
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87