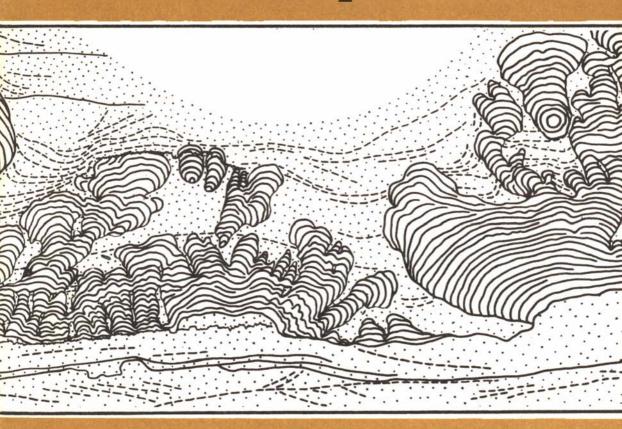
С. Н. Серебряков

Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири





АКАДЕМИЯ НАУК СССР ордена трудового красного знамени геологический институт

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR ORDER OF THE RED BANNER OF LABOUR GEOLOGICAL INSTITUTE

S. N. Serebryakov

Peculiarities of formation and location of riphean siberian stromatolites

Transactions, vol. 200



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1975

.С. Н. Серебряков

Особенности - формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири

Труды, вып. 200



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» Москва 1975 Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. Серебряков С.Н. (Труды ГИН АН СССР, вып. 200). М., "Наука", 1975.

Работа посвящена одной из насущных и слабо изученных проблем биостратиграфии докембрия — выяснению роли биотических и экологических факторов в формировании древних строматолитов. Специально обсуждается вопрос о рамках применения метода актуализма при расшифровке их особенностей. Анализ мировой литературы по современным строматолитам приводит к выводу о неоднородности этих образований с точки зрения механизма и условий их формирования и о своеобразии докембрийских водорослевых построек.

При рассмотрении оригинального материала основное внимание уделено строению строматолитовых биогермов, положению фитолитов в осадочных ритмах, инклическому изменению формы построек, а также характеру размещения строматолитов внутри полифациальных комплексов отложений.

Библ. 232 назв. Илл. 90, табл. 2.

Редакционная коллегия:

академик А.В. ПЕЙВЕ (главный редактор), академик В.В. МЕННЕР, В.Г. ГЕРБОВА, П.П. ТИМОФЕЕВ

Ответственный редактор

M.A. CEMUXATOB

Editorial board:
Academician A.V. PEIVE (Editor-in-chief),
Academician V.V. MENNER, V.G. GERBOVA, P. P. TIMOFEEV

 \bigcirc

Responsible editor
M.A. SEMIKHATOV

"Та тесная связь, которая существует между колониальным ростом водорослей и местом их обитания, требует громадного количества данных относительно стратиграфии и характера осадков...
Сами по себе ископаемые водоросли могут не иметь
большого значения, но в соединении с указанными
выше данными они приобретают большую ценность
для корреляции, для интерпретации условий осадконакопления и для определения самих водорослей".

К.Л. и М.А.Фентоны, 1940, стр. 173.

ввеление

Строматолиты - прикрепленные ко дну слоистые органогенно-седиментационные постройки, возникшие в результате жизнедеятельности синезеленых водорослей и, возможно, других низших растений. Рост строматолитов определялся сложным взаимодействием биотических (связанных с систематическим составом водорослей) и различных эколого-литологических факторов, которые влияли как на внутреннее строение, так и на форму построек. Между тем подобная двойственность природы строматолитов обычно не учитывается. Огражением этого являются две противоположные системы взглядов на особенности формирования фитогенных построек и, в частности, на степень биологической обусловленности их морфологии.

С одной стороны эмпирические данные о близости одновозрастных ассоциаций строматолитов в удаленных разрезах наводят на мысль, что форма построек связана с систематическим составом создавших их водорослей (Маслов, 1939, 1945, 1953, и др.; Fenton, 1943; Королюк, 1956, 1958, 1959, 1960). Эти представления окрепли при целенаправленном изучении строматолитов в опорных разрезах рифея СССР, которое проводилось сотрудниками Геологического института АН СССР и других организаций с конца пятидесятых годов (Крылов, 1959 а, б, 1963; Келлер и др., 1960; Королюк и др., 1962; Семихатов, 1962; Комар и др., 1964; Раабен, 1964; Комар, 1966; и др.). Было установлено, что в верхнедокембрийских отложениях различных регионов наблюдается однотипная вертикальная последовательность строматолитов, морфологические признаки которых определенным образом изменяются во времени. Большую роль в раскрытии этих закономерностей сыграла предложенная И.Н. Крыловым (1959 б) методика "графического препарирования" строматолитов, поэволяющая объективно судить о форме построек. В настоящее время возможность широких корреляций с помощью морфологических групп строматолитов подтверждена и на материале других континентов (Cloud, Semikhatov, 1969; Glaessner, Preis, Walter, 1969; Bertrand-Sarfati, Raaben, 1971).

В первых работах, посвященных расчленению и межрегиональной корреляции рифейских отложений по строматолитам, отмечалась двойственная природа последних. В частности, указывалось (Келлер и др., 1960, стр. 28), что форма построек, "по-видимому, определялась: 1) видовым и родовым составом водорослей; 2) условиями освещенности; 3) соотношением скоростей роста колоний и осадконакопления, направленностью и силой течений, волновыми колебаниями

водных масс и т.д.". И.К. Королюк (1960) подчеркивала важность отделения особенностей строматолитов, связанных с составом водорослей, от их особенностей, контролировавшихся средой обитания. Однако основной задачей этого периода изучения строматолитов было выявление признаков, имеющих стратиграфическое значение и, по-видимому, биологическую природу. Поэтому главное внимание было уделено наиболее существенным изменениям в морфологии строматолитов за огромные промежутки времени, в течение которых в полной мере проявлялась биологическая обусловленность таких изменений. Влияние экологических факторов на форму построек при этом по существу игнорировалось. Подобный подход был совершенно оправдан и дал положительные практические результаты в области стратиграфии верхнего докембрия. Но одновременно он привел к представлениям о том, что фациальная обстановка влияла на форму построек только косвенно, определяя распределение ценозов водорослей по площади (Крылов, 1963; Нужнов, 1967). В своем крайнем выражении такие возэрения заставляют связывать любые изменения морфологических признаков строматолитов с изменениями в составе породивших их водорослей (Раабен, 1969).

С другой стороны большая группа исследователей (Cloud, 1942; Кордэ, 1954, 1961; Rezak, 1957; Ginsburg, 1960; Вологдин, 1962; Вотах, Чайка, 1962а, 6; Logan, Rezak, Ginsburg, 1964; и др.) считает, что форма строматолитов всецело зависит от условий среды, а стратиграфическое использование этого признака невозможно за пределами фациально однородных отложений единого седиментационного бассейна. Эти взгляды основаны на данных о прямой зависимости морфологии современных строматолитов от внешних условий (Black, 1933; Logan, 1961; Logan, Rezak, Ginsburg, 1964; Monty, 1965, 1967; Kendall, Skipwith, 1968; Gebelein, 1969; и др.), а также на данных о непостоянстве формы древних построек даже в пределах одного обнажения. В настоящее время морфологическая изменчивость строматолитов внутри их биогермов признается большинством исследователей (Власов, 1965, 1970; Крылов, 1965, 1967; Шаповалова, 1965, 1968; Шенфиль, 1965; Комар, Семихатов, 1968; Серебряков, 1971; и др.).

Рассмотренные противоречия во взглядах снижают убедительность основанных на строматолитах стратиграфических построений в рифее, где эти ископаемые наиболее обильны и служат (наряду с микрофитолитами) основой общего расчленения. Поэтому именно для рифейских фитогенных образований особенно остро стоит вопрос об условиях их формирования и о влиянии биотических и экологических факторов на форму, внутреннее строение и характер размешения построек. Между тем специальные работы на эту тему посвящены преммущественно современным (Ginsburg, 1960; Logan, 1961; Logan, Rezak, Ginsburg, 1964; Monty, 1965, 1967; Gebelein, 1969; и др); и в меньшей степени палеозойским (Маслов, 1959, 1960; Махлаев, 1966; Playford, Cockbain, 1969; и др.) строматолитам.

При экстраполяции на рифейские фитогенные образования выводов, полученных в этих работах, господствует механистический подход. Особенно ярко он проявляется при использовании актуалистических данных. Обычно из всего многообразия особенностей современных водорослевых построек выбираются некоторые, наиболее характерные для настоящего времени и считающиеся поэтому типичными для строматолитов вообще. Лишь немногие исследователи (Маслов, 1960; Королюк, Сидоров, 1965; Серебряков, 1968; 1971; Тготреtte, 1969; Playford, Cockbain, 1969; Walter, 1970; и др.) подчеркивают вероятные различия в механизме и условиях образований фитогенных построек разных геологических эпох. Проведенный автором сравнительный анализ современных и древних строматолитов подтверждает и конкретизирует эти представления.

Из сказанного вытекает необходимость специального изучения условий формирования и особенностей размещения строматолитов на рифейском материале. Только на этой основе можно попытаться выяснить реакцию древних фитогенных

образований на изменения внешних условий, и в конечном итоге вернуться к вопросу о возможности использования строматолитов для стратиграфии. В качестве основных объектов исследования были выбраны строматолиты и заключающие их рифейские отложения Учуро-Майского района (включая Западное Приверхоянье), которые изучались в 1965-1967, 1969 гг., Туруханского поднятия (1965, 1968 гг.) и Западного Привнабарья (1968 г.), т.е. отложения, охарактеризованные богатыми и разнообразными ассоциациями фитолитов различных фитем рифея. Отдельные данные получены также в результате работ на Патомском нагорье (р.Лена) в 1969 г. и Оленекском поднятии (реки Улахан-Юёттээх и Кюютингдэ) в 1971 г. Как сравнительный материал по палеозойским строматолитам в 1970 г. мною совместно с Э.П.Радвоновой были описаны некоторые разрезы данково-лебедянских слоев Центрального девонского поля по рекам Дону, Красивой Мече, Зуше и Рыбнице.

Поставленные задачи решались на различных объектах. Изучение строматолитовых биогермов, разные части которых, вероятно, формировались в неодинаковых условиях гидродинамики, освещенности и т.д., позволяет разделить признаки строматолитов на три группы: а) полностью имеющие биологическую природу; б) образованные при взаимодействии биотических и абиотических факторов и в) целиком обусловленные внешним воздействием. Многое дает анализ вертикальных разрезов строматолитсодержащих ритмичных толщ, ритмичность которых выражена в чередовании нескольких типов пород или нескольких морфологических групп строматолитов. Этим путем можно не только определить место фитогенных образований среди различных осадков, но и установить характер изменений строматолитов в связи с направленной изменчивостью разреза. Наконец, исследуя положение строматолитов внутри крупных литостратиграфических подразделений с относительно изохронными границами, удается выявить общие особенности распределения фитогенных образований в разрезах и на площади.

Изучение строматолитов сопровождалось стратиграфическим и литологическим изучением вмещающих отложений. Главное внимание было уделено полевым наблюдениям над строением строматолитовых тел и их взаимоотношению с подстилающими, синхронными и перекрывающими породами. Во всех возможных случаях анализировался материал по площади развития интересующих нас отможений, что позволяло судить об их латеральных изменениях и о реакции строматолитов на эти изменения. Камеральное изучение пород проводилось в обычных и окрашенных шлифах (более 3000 шлифов), строматолитов — в палеонтологических и петрографических шлифах, а также методом "графического препарирования". Большое значение имели прорисовка и анализ строения строматолитовых бногермов, их частей и отдельных построек по крупномасштабным фотографиям, контролируемые полевыми описаниями и рисунками.

При характеристике состава и структур карбонатных пород использовались классификации, предложенные Н.А. Архангельской, В.Н. Григорьевым и К.К. Зеленовым (1960). Состав пород определялся с помощью полевого опробования соляной кислотой, окрашивания шлифов метильнолетом и ализарин-ротом, а также на основе 520 карбонатных анализов, выполненных в химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР.

Работа завершена к концу 1971 года. Она выполнена в лаборатории стратиграфии и геохронологии верхнего докембрия Геологического института АН СССР, возглавляемой Б.М. Келлером. Изучение рифейских отложений Учуро-Майского и Туруханского районов проводилось в тесном содружестве с Вл. А. Комаром и М.А. Семихатовым. Это позволило соединить широту стратиграфического и географического диапазона исследования с их детальностью. Вл. А. Комаром и М.А. Семихатовым при участии автора сделаны все определения микроструктур строматолитов. Отдельные маршруты совершены совместно с Б.М. Келлером и Б.Г. Вороновым. В полевых работах участвовали кроме того А.А. Ануфриев, А.В. Венгеров, А.И. Дворянкин, С.П. Ершов, И.И. Лернер, В.М. Лопатин, Н.С. Копытов, Ю.А. Костин, С.А. Курников, В.Н. Птицын, А.А. Сош-

кин, М.И. Фирсов. В обработке полученных данных на разных этапах исследовений помогали А.А. Ануфриев, А.И. Дворянкин, В.М. Лопатин и А.А. Сошкин. Автор пользовался постоянной поддержкой, советами и консультациями со стороны Вл. А.Комара, И.Н. Крылова, М.А. Семихатова и других сотрудников лаборатории стратиграфии и геохронологии верхнего докембрия, а также А.И. Вознесенского, В.Н. Григорьева, В.Н. Холодова и Л.Е. Штеренберга. При окончательном редактировании текста большое значение имели замечания, сделанные И.К. Королюк, И.Н. Крыловым, Р.М. Пистрак, М.Е. Раабен, Э.П. Радионовой, Ю.В. Шенфилем и др. Считаю приятным долгом выразить всем перечисленным лицам искреннюю признательность.

За три года, истекшие после окончания работы над рукописью этой книги, получены новые материалы, а также появились интересные публикации по затронутым в ней проблемам. Хотя я лишен возможности привести здесь эти данные, хотелось бы отметить, что многие положения работы нашли сейчас новое убедительное подтверждение. В частности, стали еще более очевидными зависимость характера микроструктур современных строматолитов от состава водорослевых сообществ и своеобразие условий и механизма образования докембрийских строматолитов.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ СТРОМАТОЛИТОВ

Изучая ископаемые и в первую очередь докембрийские строматолиты, мы имеем дело с карбонатными образованиями, претерпевшими длительную и сложную историю вторичных изменений. Лишь в единичных случаях в них обнаруживаются реликты первичных водорослевых структур. Генетическая интерпретация пород, заключающих фитолиты, обычно вызывает значительные трудности и редко позволяет однозначно решить вопрос о фациальных условиях их образования. Поэтому метод актуализма важен при восстановлении природы, механизма и обстановки формирования древних строматолитов. Он имеет наибольшее значение для правильного понимания соотношения и взаимосвязи среды и сообществ водорослей – строматолитобразователей, этих сообществ и текстурноструктурных особенностей строматолитов и для решения других вопросов, ответ на которые трудно получить, изучая ископаемые объекты.

В то же время одной из сушественных проблем является установление обоснованного предела использования метода актуализма. Хотя важность этой проблемы подчеркивалась рядом исследователей (Маслов, 1960; Королюк, Сидоров, 1965; и др.), она пока еще не привлекала к себе должного внимания. Между тем во многих работах по строматолитам (Ginsburg, 1960; Logan, Rezak, Ginsburg, 1964; и др.) закономерности, выявленные на современном материале, прямо переносятся на ископаемые водорослевые постройки. Сравнение древних строматолитов с ныне формирующимися часто сводится к поиску внешних черт сходства, тогда как их отличия практически игнорируются. Задача, с моей точки зрения, заключается в том, чтобы, анализируя все многообразие данных по современным строматолитам, отделить частные или свойственные только для сегодняшнего дня особенности от закономерностей обшего характера.

Глава 1.

АНАЛИЗ ДАННЫХ ПО СОВРЕМЕННЫМ СТРОМАТОЛИТАМ

Карбонатные постройки, возникшие в результате жизнедеятельности колоний водорослей, известны сейчас во многих районах земного шара (рис. 1, табл.1). Среди них различают два основных типа. К первому принадлежат плоские, куполовидные или столбообразные, как правило, нелитифицированные постройки, сформированные путем закрепления, улавливания и связывания, а также последующей переработки водорослями гетерогенного осадочного материала. Второй тип представлен разнообразными карбонатными корками, минеральное вещество которых связано с жизнедеятельностью водорослей. Они часто описываются как "известковые водорослевые туфы". Все эти постройки имеют очевидные

Применение к ним термина "строматолит" поэтому в значительной мере условно, но с такой оговоркой принимается мной вслед за другими исследотелями этих построек.

			Средняя температура, °C					Соленость,	Положение на по-	
N ₂	Местонахождение	Климат	возд	уха	повер:	хност— од	чество осадвов, см/год	°/00	бережье или в бессейне	
п/п			Июль	Январь	Июль	Январь	1			
1	Восточное побережье о. Андрос, Багемские острона	Тропи- ческий гумид- ный	29	21	28	24- 25	100- 150*	Изменчивая различая для разных зон (см. табл. 2)	Супралитораль, литораль, субли- тораль до глу- бин более 3 м	
2	Флоридский за- лив, о. Санди- Ки, банка Родри- гес и бухта Бис- кейн	Тоже	28	20	28- 29	24	Более 100	36 – 36,5 🔑	Нижияя часть ли- торали и субли- тораль до глубии 2,5 м (редво до 18 м)	
3	Район Кастл-Руд, Бермудские ост- рова	•	27	18	27- 28	20	100	36-36,5	Сублитораль (глубины от 0,9 до 7,5 м)	
4	Залив Бэффин, западное побе- режье Мексикан- ского залива	•	28	17	28 - 29	22	75	Повышенная	Не указано	
5	Лагуна Охо-де- Льебре, Нижняя Калифорния	Тропи- ческий аридный		16	22	17	Менее 25	Около 70*	Верхняя часть ли- торали, супрали- тораль	
6	Лагуна Дохат- файшах, запад- ное побережье п-ова Катар, Персидский за- лив	То же	34	16	32	18	5-10	45-55*	Литораль, преиму- щественно ее верх- няя часть и су- пралитораль	
7	Княжество Абу- Даби и залив Эль-Базам, Пер- сидский залив	•	32	16	32	20	5-10	Повышенная	Верхняя часть ли- торали и супрали- тораль	
8	Залив, Шарк, За- падная Австра- лия	•	16	3 26	20	24	22-25	56-65*	Супралитораль, литораль и суб- литораль до глу- бин 3,5 м	
9	Озеро Кауан, За- падная Австра- лия	•	11	24	-	-	15	Соленое	Пересыхающее озеро	

		Комплексы водор тообразователей	Основные литера- турные источники		
Тип построек	Ведущий механиэм образования	Общее число ви- дов	Главные роды нля виды		
См. табл. 2	1) Улавливание и связывание механического осадка, 2) закрепление ранее отложившихся осадков, 3) выделение карбонатов водорослями		Chhesenehme Schizothrix calci- cola, Scytonema myochrous, Sc. crustaceum, Lyng- bya aestuarii, En- tophysalis deusta, Rivularia biasolet- tiana, Dichothrix bornetiana.	Black, 1933; Monty, 1965, 1967	
Пленки, купола, бисквиты, плос- кие диски и он- колиты	Удавливание и свя- зывание механичес- ского осадка		Синезеленая Symploca lacte viridis	Ginsburg, 1955, 1960	
Слоистые плен- ки купола, жел- ваки	То же	2	Синезеленые Schi- zothrix calcicola, Oscillatoria sub- membranacea	Gebelein,1969	
Слоистые кар- бонатные плен- ки среди сла- боизвестковис- тых осадков	Карбонат неясного, предположительно бактериального про- исхождения	,	Не указано	Dalrymple, 1965	
Водорослевые "подушки"	Не указан	. •	•	Phleger, Ewing, 1962; Phleger, 1969	
Слоистые пленки	Закрепление ранее отложившихся осад-ков	•	Синезеленые Schi- zothrix cresswelli, Lyngbya aestuarii, Microcoleus chto- noplastes, Entophy- salis deusta	Taylor, 1965; Фридмен, Сендерс, 1970.	
То же	То же	•	Не указано	Kendall, Skipwith, 1966, 1968	
Слоистые пленки, пологие купола, диски и булавовидные структуры высотой до 60-75 см	Улавливание и свя- зывание механичес- кого осадка, зак- репление ранее от- ложившихся осадков		Cunesements Schi- zothrix fuscesceus, Entophysalis deusta Microcoleus chtono- plastes, Plectonema terebrans	Hoffman, Logan, , Gebelein, 1969	
Бугристые пленки толициной около 2,5 см с ампли-тудой неровностей до 15 см	Эзфепление ранее отложившихся сла- бокарбонатных осадков	Не указано	Cимезеленая Mic- rocoleus	Clarke, Teichert, 1946	

	Местонахождение	Климет	Средняя температу́ра, ^о С					Коли-	Соленость,	Положение на по-
N₂			возду	XA	повер: ных в		\exists	чество	7 /00	бережье или в бассейне
п/п			Изопь	Январь	Июль	Янве	ърь	ков, см/год		
10	Большое Соле- ное озеро	Субтро— пический аридный	26	3-4	-	_		37	23*	От поверхности до глубин 3— 3,6 м
11	Озеро Лахон- тан, Большой бассейн	То же	22	1	-	_	•	25	Соленое	От 3,6 м выше среднего уровня оз д до глубин в несколько метров
12	Район Корнак и Ле Круазик, побережье Бре- тани	Умерен- ный гу- мидный	19	8	1.	-	10- 11	80- 90	Засоло- ненные участки	Супралитораль
.13	Район Пор-ан- Бессен, побе- режье Нормандии	То же	19	7	1	-	8	80- 90	35-35,5	Нижняя часть литорали
14	Боденское озеро	•	16	-3	-	•	-	100	Пресное	От периодически осущающихся уча- стков до глуби- ны в 35 м
15	Женевское озеро	•	18	-1-2	1	9	7	110	•	Не ужезано
16	Ныжнее Луншкое озеро	,	16	-4	-		_	100	•	Зоны, отвечаю- щие литорали, супра- и субли- торали морских бассейнов, до глу- бин 2-3 м

Примечание. Номера п/п совпадают с номерами на рис. 1. Данные о температурах, количестве осадков и солености взяты из "Физико-географического атпаса мира" издания 1964 г. за исключением отмеченных звездочкой,

черты сходства с некоторыми ископаемыми строматолитами и обычно рассматриваются как их современные аналоги.

Существование ряда работ, обобщавших на определенных этапах материалы по современным строматолитам (Pia, 1933; Rezak, 1957; Маслов, 1960; logan, Rezak, Ginsburg, 1964), позволяет мне не касаться истории их изучения. Попытка синтеза всех данных, накопленных к настоящему времени, делается няже.

	Ведущий механизм	Комплексы водор тообразователей	Основные литера- турные источники	
Тип построек	образования	Общее число ви- дов	Главные роды или виды	
Постройки в форме ребер, колец и плосковершинных колмиков	Выделение карбона- тов водорослями, улавливание и свя- зывание механичес- кого осадка		Синезеленая Apha- nothece Packardii	Eardley, 1938; Carozzi, 1962
Слокстые туфы	Физиологическое выделение карбо- натов водорослями		В верхней части зеленые из рода Cladophora, а у уровия воды и ниже него - симе- зеленые из родов Calothrix, Nostoc и Phormidium	Jones, 1925; Rezak, 1957
Слоистые слабоязвестковистые пленки	Закрепление ранее отложившихся осадков	2	Синезеленая Mic- rocoleus chtonoplas- tes	Hommeril, Rioult
Слоистые "по- душки"	Улавливание и свя- зывание механи- ческого осадка	2	Kpacuasi Rhodotham niella floridula	Тоже
Корки и "подуш- ки" толациной до 3 см и он- колиты	Физиологическое вы- деление карбонатов водорослями	Не указано	Синезеленые Schi- zothrix fasciculata, Calothrix parietina, Phormidium incrusta	Pia, 1933
Известковые гальки, губча-тые туфы, полу-сферические по-душки и корки толщиной до 12 см	То же	•	tum Синезеленые Schi- zothrix, Calothrix, Rivularia, Phormidiu	(со ссылкой на
Слоистые корки толщиной до 2 см	•		Cинезеленые Schi- zothrix lacustris, Sc fascicullata, Rivula ria haematites, Scy tonema myochrous, Calothrix parietina	h. 1926;Kann, 1933 -

Кинматические и некоторые экологические особенности местонахождений современных строматолитов

Карта размещения современных карбонатных водорослевых образований (см. рис. 1) показывает их приуроченность к участкам с различными физико-гео-графическими условиями. По климатическому признаку все эти районы могут быть разделены на три группы (см. табл. 1). К первой из них относятся области с жарким (тропическим и субтропическим) гумидным климатом. Это

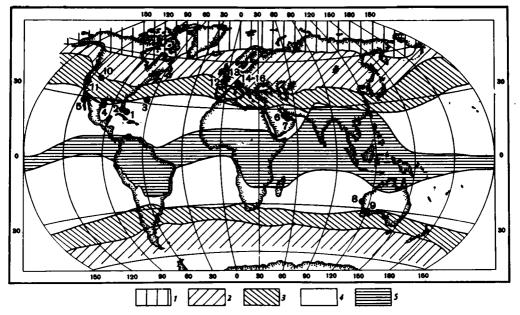


Рис. 1. Основные местонахождения современных строматолитов

Цифры на карте: 1 — остров Андрос, Багамские острова; 2 — район Флоридского залива и бухты Бискейн; 3 — район Кастл-Руд и залив Вейл, Бермудские острова; 4 — залив Бэффин, западное побережье Мексиканского залива; 5 — лагуна Охо-де-Льебре, Нижняя Калифорния; 6, 7 — Персидский залив: 6 — лагуна Дохат-Файшах, западное побережье п-ова Катар, 7 — залив Эль-Базам и княжество Абу-Даби; 8 — залив Шарк, западное побережье Австралии; 9 — оз. Кауан и другие озера Западной Австралии; 10 — Большое Соленое озеро; 11 — оз. Лахонтан и другие озера Большого бассейна; 12 — район Корнак и Ле Круазик, побережье Бретани; 13 — район Пор-ан-Бессен, побережье Нормандии; 14—16 — Боленское, Женевское, Нижнее Лунцкое и другие озера Западной Европы, Климатические пояса (по "Физико-географическому атласу мира", 1964 г.): 1 — арктический и субарктический; 2 — умеренный; 3 — субтропический; 4 — тропический; 5 — субэкваториальный и экваториальный

районы Центральной Атлантики, которые характеризуются высокими стабильными в течение года температурами воздуха и поверхностного слоя воды и значительным количеством метеорных осадков. Самая низкая из зарегистрированных за последние годы на Багамских островах температур составила -1,1°C, а максимальная (+36,5°C) мало отличается от средней температуры воздуха в июле (Monty, 1967, table 1). Данные о распределении осадков в течение года имеются лишь для Багамских островов (Monty, 1967), где "дождливый сезон" продолжается с мая по октябрь.

Ко второй климатической группе, включающей, в частности, Персидский залив, Западную Австралию и Нижнюю Калифорнию, относятся области с жарким (тропическим и субтропическим) аридным климатом. Первое из названных мест – один из самых жарких и засушливых районов земного шара, где среднесуточный максимум температур составляет в июле +41°C (Illing, Wells, Taylor, 1965), а испарение во все сезоны превышает осаждение (Фридман, Сендерс, 1970). Характерны также существенные различия между средними температурами лета и зимы (16-18°). Близкая картина наблюдается и в остальных районах этой группы, которые также представляют собой области пустынь и полупустынь. Все они (за исключением залива Шарк) являются зонами

современного накопления эвапоритовых минералов (Clarke, Teichert, 1946; Phleger, Ewing, 1962; Illing, Wells, Taylor, 1965; Kendall, Skipwith, 1968; и др.).

 κ этой же климатической группе можно, вероятно, отнести район Большого Соленого озера и других озер Большого Бассейна в США. Он отличается лишь более низкой (-3, -4 $^{\circ}$ C), чем в целом для группы, температурой воздуха в январе. Это вообще минимальное значение для всех известных местонахождений строматолитов. Рекордно также годовое колебание средних температур в этом районе, достигающее 30° C.

В третью группу объединены районы с умеренным гумидным климатом (Нормандское и Бретонское побережья Франции, Боденское, Женевское и другие озера Западной Европы). Для них характерно нежаркое лето, мягкая зима и значительное количество осадков. Годовые колебания температур воздуха и поверхности воды здесь незначительны.

Приведенные данные показывают широкий диапазон климатических условий, допускающих развитие современных строматолитов. Последние присутствуют во всех климатических поясах за исключением арктического (антарктического) и субарктического (субантарктического). Не встречены они также и в аридных областях умеренного пояса. Однако наличие строматолитов в Большом Соленом озере, расположенном у границы субтропического и умеренного поясов, позволяет надеяться, что они могут быть обнаружены и в этой зоне.

Современные строматолиты повсеместно представлены достаточно ограниченным и однообразным набором морфологических типов, а ассоциации создаюших их водорослей, как будет показано ниже, близки в самых удаленных районах. Поэтому можно считать, что в очерченных пределах климатические условия не оказывают заметного влияния на локализацию и характер фитогенных построек. Следует также учитывать, что воздействие климата не одинаково для строматолитов разных зон побережья. Наиболее сильно он должен сказываться на образованиях приливно-отливной зоны и незаливаемых в обычных условиях прибрежных низин, тогда как сублиторальные формы в значительной мере зашищены перекрывающим их слоем воды.

Положение строматолитов на побережье требует специального рассмотрения с тем, чтобы четко разделить фитогенные образования различных его эон. В этом вопросе нередко допускается путаница, которая приводит, в частности, к перенесению закономерностей, выявленных для современных литоральных и пресноводных строматолитов, на древние бассейновые постройки (Маслов, 1960; Крылов, 1963, 1966 6; и др.).

Как известно, на морском побережье выделяются три зоны, различающиеся положением относительно уровней прилива и отлива. Верхняя из них – супралитораль (supratidal) – представляет собой незаливаемые низины, располагающиеся выше отметки максимального прилива. Увлажняется эта зона во время штормов, исключительно высоких приливов или за счет метеорных осадков. Между уровнями максимального прилива и отлива находится приливно-отливная зона, или литораль (intertidal, tidal), а ниже – сублиторальная (subtidal, sublittoral), или инфралиторальная (infratidal), зона. Современные строматолиты описаны сейчас из всех трех названных зон.

Наиболее широко известны литоральные фитогенные постройки. Многие их особенности контролируются динамикой приливно-отливных движений. Амплитуда движений является одной из величин, определяющих ширину литоральной зоны, а также возможную высоту развитых здесь структур. Б. Логаном (Logan, 1961) показано, что вершины булавовидных построек (Cryptozoon) в заливе Шарк постепенно достигают уровня максимального прилива, не превышая его более чем на 10 см. Дальнейший рост строматолитов прекращается из-за отсутствия систематического смачивания верхней активной водорослевой дерновинки. Таким образом, вершины всех "эрелых" Cryptozoon образуют единую поверхность, близкую к уровню максимального прилива, а "высота структур... полностью контролируется амплитудой приливов и расстоянием между основанием на поверхности литорали и отметкой максимального прилива" (Logan, 1961,

стр. 526). Высота самых крупных строматолитовых "голов" достигает здесь 60-75 см, что отвечает средней амплитуде прилива этого бассейна.

Близкими величинами характеризуются приливно—отливные движения и в ряде других интересующих нас районов, таких, как восточное побережье о. Андрос (Monty, 1967; на западе острова амплитуда меньше — всего 46 см), залив Эль—Базам (Kendall, Skipwith, 1968) и некоторые участки южной оконечности п—ова Флорида (Ginsburg, 1960).

Несколько выше (до 1 м) приливы в районе лагуны Дохат-Файшах (Фрид-ман, Сендерс, 1970). Амплитуда приливов сокращается при движении от открытых зон бассейнов к внутренним частям заливов и лагун. Так, в лагунах залива Эль-Базам эта величина составляет лишь 30 см. То же наблюдается и в заливе Шарк. Несмотря на незначительную, как мы видели, величину приливно-отливных движений, ширина зоны развития литоральных строматолитов благодаря пологому наклону берега может достигать нескольких сотен метров.

Особенности рассматриваемой зоны играют большую роль, контролируя распределение по литорали ценозов водорослей, интенсивность и периодичность их роста и тем самым влияя на механизм образования строматолитов. Кроме того, с исключительно высокими приливами (а также со штормами и т.д.) связано проникновение характерных для литорали строматолитов в вышележашую супралиторальную зону.

На супралиторали известны и свои собственные, типичные только для этой зоны, водорослевые образования (Shinn, Ginsburg, Lloyd, 1965; Monty, 1967). Отсюда, в частности, происходят описанные К. Монти строматолиты, возникшие в результате выделения водорослями карбоната кальция.

Сублиторальные строматолиты были впервые описаны Р. Гинзбургом в начале пятидесятых годов во Флоридском заливе (Ginsburg, 1955, 1960). Сейчас они обнаружены еще в ряде мест: на восточном побережье Андроса, на Бермудских островах и даже в заливе Шарк. Последний после работы Б.Логана (Logan, 1961) рассматривался как классический пример приуроченности строматолитов к приливно-отливной зоне, но в последнее время фитогенные структуры найдены здесь на глубинах до 3-3,5 м (Hoffman, Logan, Gebelein, 1969). Максимальные из известных ныне глубин развития строматолитов зарегистрированы на Бермудских островах (Gebelein, 1969) и во Флоридском заливе (Ginsburg, 1960) и составляют соответственно 7,5 и 18 м.

Современные неприкрепленные водорослевые образования (онколиты) встречены вплоть до глубин 125 м (McMaster, Conover, 1966). С увеличением глубины диаметр онколитов уменьшается, и они исчезают на нижней границе области перемещения осадков. Однако, судя по приводимому описанию, нельзя исключать, что эти стяжения были сформированы в более мелководных зонах бассейна, а затем снесены на глубину.

Число указаний на находки сублиторальных строматолитов в разных точках земного шара постоянно увеличивается. Это позволяет предполагать, что более широкая известность литоральных построек связана в значительной мере с трудностями изучения сублиторали. Имеющиеся данные заставляют пересмотреть бытующие еще представления (Black, 1933; Rezak, 1957; Logan, 1961; Cloud, 1968; и др.) о современных строматолитах, как о типично литоральных образованиях.

Три зоны, сходные по условиям с приливно-отливной, супра- и инфралиторальной зонами морских бассейнов, могут быть иногда обособлены и в континентальных водоемах. Их расположение, однако, определяют не приливно-отливные движения водных масс, а более медленные и непериодические колебания уровня водоемов. По данным Эдит Канн (Капп, 1933), амплитуда таких колебаний в Нижнем Лунцком озере за 5 месяцев 1930 г. превысила 60 см (рис. 2, 6).

Здесь и далее глубины указываются от уровня максимального отлива.

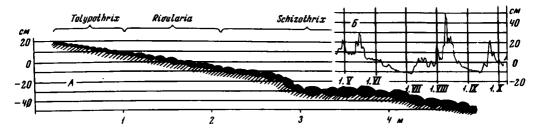


Рис. 2. Положение трех зон водорослевых корок (черное) относительно среднего уровня воды в Нижнем Лунцком озере (A; по Brehm, Ruttner, 1926, фиг. 8) и колебания уровня воды в этом озере за 6 месяцев 1930 г. (Б; по Капп, 1933, фиг. 12)

В соответствии с этим здесь могут быть выделены полоса берега, находяшаяся большую часть года в субаэральных условиях, зона с чередующимися осущением и затоплением и, наконец, область, постоянно погруженная под слой воды. Такая зональность побережья континентальных водоемов, так же как и в морских бассейнах, контролирует размешение строматолитообразующих водорослевых комплексов. На рис. 2, А показано положение трех таких комплексов в Нижнем Лунцком озере: зоны Tolypothrix, Rivularia и Schizothrix (Brehm, Ruttner, 1926; Kann, 1933). Эти зоны как по систематическому составу водорослей, так и по последовательности и положению имеют много общего с тремя водорослевыми поясами, выделяемыми К. Монти (Monty, 1967) на восточном побережье о. Андрос (табл. 2).

Возможность формирования строматолитов в различных климатических условиях и в разных зонах побережья контролируется определенными экологическими факторами. Главный из них — зашищенность участка от разрушающего гидродинамического воздействия. Фитогенные постройки, как правило, приурочены к внутренним частям крупных лагун и заливов, отгороженным от основной части акватории цепочками островов, песчаными барьерами или подводными барами. Такова картина в лагуне Дохат-Файшах (рис. 3, A), в заливе Шарк, в лагуне Охо-де-Льебре и в ряде других мест. В первом из названных участков роль дополнительного защитного барьера выполняет также широкая полоса мелководного (не более 4 м) шельфа (Фридман, Сендерс, 1970).

На рис. 3, Б показано положение водорослевых образований в районе залива Эль-Базам и княжества Абу-Даби (Kendall, Skipwith, 1968). Полоса
развития этих образований отделена от Большой Жемчужной банки Персидского
залива цепью мелководных коралловых рифов и барьерных островов. На востоке
района острова разделены системой узких проток, к устьям которых приурочены
основные участки распространения оолитов. В защишенных водах лагун на востоке накапливаются известковые илы, пеллеты и детритусовые карбонатные пески,
а на западе образуются агрегаты карбонатных песчаных зерен. Водорослевые
дерновинки в ассоциации с мангровыми зарослями занимают среднюю и верхнюю части приливно-отливной зоны в максимально защищенных от волновой
деятельности участках побережья.

На восточном берегу о. Андрос область развития фитолитов отделена от океанического залива Тонг-оф-те-Ошен баром с неравномерно размешенными по нему коралловыми рифами (Newell a.o., 1951). Этот барьер разграничивает зоны с различной гидродинамикой и несхожими сообществами фауны и флоры. Точно так же строматолиты Флоридского залива отделены от акватории Атлантического океана протяженной дугой островов Флорида-Кис и Ки-Уэст. Но даже в пределах таких защищенных зон водорослевые образования тяготеют к депрессиям рельефа, к подветренным сторонам островов, рифов, баров и т.л.

2

Карбонатные водорослевые образования восточного побережья о. Андрос, Багамские острова. Составлена по данным К.Монти (Monty, 1967)

2 5	ģ,		Обстановка	Тип об-	Комплексы	водоросдей	Морфология ¹	Слоистость	Время обра-	Механизм образования построек
Зоны по-	Водорс	пояса		разований	Главные члены	Второстепен- ные члены		į.	эования па⇔ ры слоев	
8.776			Прибрежные озера, зали- ваемые во- дой, карс- товые и другие деп- рессии. Со- леность до 18°/оо	ı	Scytonoma myochrous, Schizothrix	Lyngbya aes- tuarii,Plec- tonema sp.,	Рыхлые бугорки и купола $(\frac{0.5-1}{2-3})$	Нечеткая	Не указано	1) Активное выделение кербонатов водорослями во влажный (тип II) или сухой (тип III) периоды; обыз-
Супралитораль	Scytonema			11	calcicola	Entophysalis deusta, Johan- nobaptista pellucida, Glo- eocapsa и др.	custa, Johan- obaptista Слонстые полигоны, "подочки", диски и	Четкая	Несколько недель или сезои	вествление филаментов некоторых водорослей; 2) образование гиали- нового слоя за счет бурного разви- тия неминерализованных водорослей Поступление механического осадка
				111			5=7		_	минимальное, только во время осо- бо высоких приливов и штормов
			Карбонатные илы, детри- товые пес- ки и гра- велиты.	Диатомо⊶ вые пленки	Navicula, Eunotia, Cym- bella, Gom- phonema и др.	Schizothrix calcicola, Entophysalis deusta	Округлые и полигональные структуры $(\frac{1}{3-5})$	Нечеткая	Не указано	Связывание и переработка субстрата водорослями. Биогенное выделение CaCO ₃ , активное в диатомовых плеиках, а в остальных типах образований — спорадически и локально
иторали		Мангровые долины. Для последнего типа обра- зований пески, зак- репленные Sch. calci- соla. Со- леносностъ реако из- менчивая, в целом ни- же нор- мальной Пластин- же нор- мальной Сс. сгита- сеит Солины. Для последнего типа обра- зований последнего типа обра- зований пески, зак- репленные Sch. calci- соla. Со- леносность реако из- же нор- мальной Сс. сгита- сеит Ствует Ствует Ствует Ствует Ствует Ствует От мелких (О.3) Всем из- менчивая, От мелких (О.3) Всем из- менчивая, От мелких (О.3) Пластин- чатые пленки Sc. сгита- сеит Ствует Ствует От мелких (О.3) Дисков до пленок значительной пло- шади и толшиной до 2 см Межкие корочки (О.1—0.3) Пасти- четкая От мелких (О.3) Дисков до пленок значительной пло- шади и толшиной до 2 см	развитое. Ролъ механического улавливания частиц незначительная							
Верхняя часть ли	ivularia		,							
	R		в целом ни- же нор-	чатые пленки Sc. cruta-		la, En. deusta, Aphanocapsa, Gloeocapsa, Joh.pelluci- da, Anacys- tis demediata	дисков до пленок эначительной пло- щеди и толщиной	Четкая		Сложное переплетение процессов закрепления и улавливания осадка, а также спорадической или перио- дической минерализации нитей Sc. crustaceum

- Horace		Депрессии в скальном основании или пески, закреплен- ные Sch. calcicola. Изменчивая соленость, близкая к нормальной	Пленки, по- строенные за счет	Dichothrix bornetiana	Sch. calcicola, Lyngbya ae- stuarii	Пленки (до 1 см) и округлые бугорки (до 1-2 см)	Нечеткая	Не указано	Улавливание осадка плотными верти- кально растушими волокнами водо- рослей. Локальная минерализация
Средняя часть литорали	Rivularia		еплен- ния частиц Sch. cola.	Rivularia biasolettiana	Sc. myochrous, Sch. çalcicola, Polythrix co- wemlosa	Прерывистые плен- ки толщиной 0,2- 0,4 см	Нечеткая	•	отдельных колоний одноклеточных
	R		Неслоистые пленки Sch. calcicola		Нет	Тонкие (редко до 5-8 мм) пленки площадью до нес-кольких квадратных дециметров	Отсутст- вует	,	Связывание и переработка оседа- ющего материала. Весь карбонатный осадок механического и, может быть, хемогенного происхождения. Биогенное выделение извести от-
Нижияя часть литорали		Прослежи- ваются до глубин 2- 3 м ниже уровня мак- симального отлива. Со- леность близкая к нормальной	Слоистые пленки и купола Sch. calci- cola	Schizothrix calcicola		Пленки площадью до нескольких квадратных метров. Обособленные образования, резко изменчивые по форме: плоские линзы, желваки и сильно выплуклые купола (5)	Четкая	Одни сутки	сутствует за исключением редкой и локальной минерализации однокле- точных водорослей
Æ	Schizothrix	От уровня отлива до глубин бо-лее 3 м (нижний предел не указан). Соленость близкая к нормальной	Сферичес- кие обра- зования Lyngbya aestuarii	Lyngbya aestuarii		Округлые и остро- куполовидные пост- ройки диаметром до нескольких сан- тиметров. Непри- крепленные комки	Отсутст- вует	Не указано	
Сублитораль			Песчаные слои, об- разованные L. aestua- rii	Lyngbya aestuarii	•	"Песчаные терра- сы" высотой в несколько санти- метров	То же	•	
			Дерновин— ки Sch. calcicola u L. aestuarii	Schizothrix calcicola, Lyngbya aes- tuarii	•	Дерновинки диа- метром в несколь- ко сантиметров	Нечеткая	•	

 $^{^{1}}$ Цифрами в скобках показаны размеры образований (в см): в числителе - толщина, в знаменателе - диаметр.

ломки, 10 - оолиты

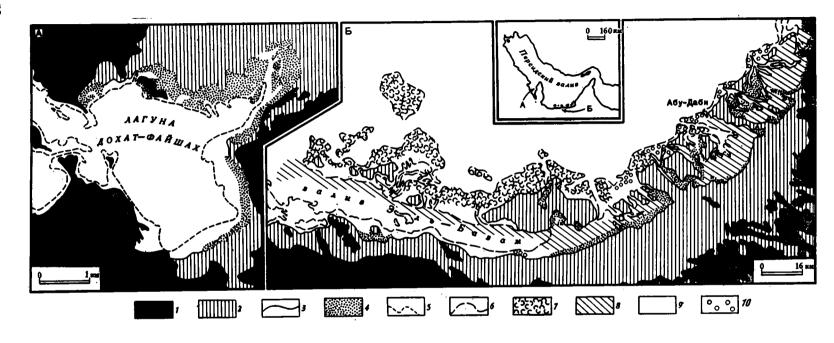


Рис. 3. Положение современных водорослевых образований в лагуне Дохат-Файшах (A; по Illing, Wells, Taylor, 1965, фиг. 2) и в районах залива Эль-Базам и княжества Абу-Даби (Б; по Kendall, Skipwith, 1968, фиг. 4; упрощено)

1 — коренной берег; 2 — себкха (непериодически затопляемая засоленная плоская равнина, покрытая карбонатной коркой);

3 — уровень максимального прилива; 4 — водорослевые образования; 5 — уровень максимального отлива (только для рис. 3, A); 6-10 — только для рис. 3, Б: 6 — изобата 182 см, 7 — кораллы, 8 — карбонатные илы и пеллеты, 9 — скелетные об-

Все сказанное касалось главным образом строматолитов приливно-отливной и супралиторальной зон побережья, т.е. образований, открытых для прямого механического воздействия волн. Поэтому интересно проанализировать условия развития скрытых под толщей воды сублиторальных водорослевых построек. Их ярким примером могут служить строматолиты Бермудских островов (Gebelein, 1969). По мнению К.Геблайна, основным условием для образования строматолитов также является защита от непосредственного действия волн. Юг-юго-восточное побережье о. Бермуда полностью лишено фитогенных образований, что связано с сильной волновой абразией (узкая литораль, представляющая собой скалистое дно). Лишь в заливе Вейл, вход в который защищен цепочкой островов, встречены строматолиты. Главное же место их развития — район Кастл-Руд (рис. 4), представляющий группу мелких островов у северо-восточной оконечности о. Бермуда. Эти острова и обширные отмели между ними являются преградой для крупных волн.

Однако гидродинамика бассейна связана не только с волновыми движениями, но и с подводными течениями. К. Геблайн рассматривает течения как один из ведущих факторов, контролирующих размещение и морфологию строматолитов. По его данным, верхним допустимым пределом для образования водорослевых построек являются скорости течения порядка 20 см/сек. На рис. 4 видна общая зависимость подвижности вод от глубин и расстояния от берега, выраженная в отчетливой зональности бассейна. Вдоль берега островов обычна полоса скалистого дна, которую сменяет зона развития карбонатных песков с волноприбойными знаками. Скорости течений здесь превышают 20 см/сек. Далее следует зона водорослевых построек, морфология которых в зависимости от скорости течений меняется от плоских дерновинок до куполов и бисквитов. В спедующей зоне зароспей Thalassia testidinum и Syringodium filiforme также широко развиты строматолиты. Таким образом, хотя сублиторальные фитогенные постройки Бермудских островов зависят от механического воздействия в меньшей степени, чем строматолиты приливно-отливной зоны, эта зависимость вполне очевидна.

Работами ряда исследователей (Kann, 1933; Hommeril, Rioult 1965; Monty, 1967) установлено влияние характера субстрата на размешение водорослей — строматолитообразователей. Так, синезеленая водоросль Microcoleus chtonoplastes на побережье Бретани, на восточном побережье США (Hommeril, Rioult, 1965) и в озере Кауан (Clarke, Teichert, 1946) приурочена к глинистым, часто засоленным илам. Дерновинки красной водоросли Rhodothamniella floridula, которые образуют строматолиты на побережье Нормандии, предпочитают "субстрат, промежуточный между твердыми известняками аалена и мергелями бата", но "с трудом закрепляются на массивном и твердом основании, подобном гранитам или кваршитам" и "редки или практически отсутствуют на мергелистом яли глинистом основании" (Hommeril, Rioult, 1965, стр. 137).

Сходная картина выявляется и для многих других водорослевых сообществ. Некоторые из них колонизируют осадок лишь после предварительного закрепления его другими водорослями. Такими "цементирующими" видами чаше всего служат различные виды рода Schizothrix (Kann, 1933; Monty, 1967).

Приведенным фактам противоречит вывод (Kendall, Skipwith, 1968) о полной независимости характера строматолитов от подстилающих пород в заливе Эль-Базам. Однако он сделан на основе чисто морфологического описания фитогенных построек без специального изучения создавших их водорослей и поэтому нуждается в уточнении. Можно лишь предположить, что взаимосвязь тех или иных водорослевых сообществ с подстилающим субстратом не абсолютна. Если для некоторых из них (например для Microcoleus chtonoplastes или Rhodotamniella floridula) она очевидна, то для других (в частности для Schizothrix calcicola), вероятно, отсутствует или слабо выражена.

В последнее время появляются факты, свидетельствующие, что размещение строматолитов контролируется жизнедеятельностью роющих, сверлящих или

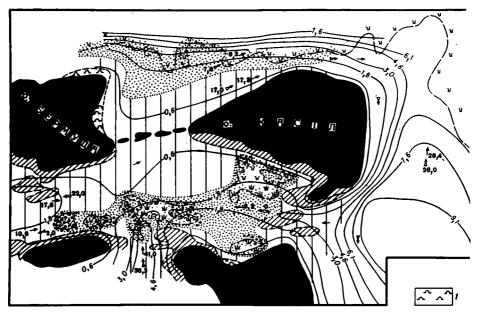


Рис. 4. Положение современных водорослевых образований в районе Кастл-Руд (по Gebelein, 1969, фиг. 1-4, упрощено).

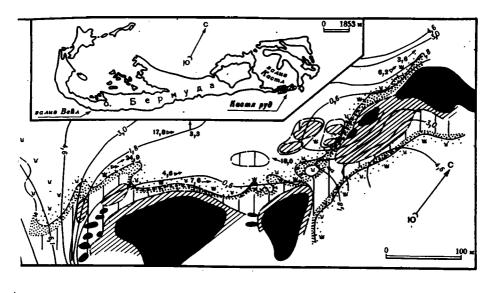
1 - пляжи; 2 - зоны отсутствия современной аккумуляции; 3 - пески со знаками ряби; 4 - граница появления песков; 5 - водорослевые образования (час-

объедающих водорослевые дерновинки животных. Разрушающее воздействие этих организмов на карбонатные водорослевые структуры было в свое время рассмотрено Р. Гинзбургом (Ginsburg, 1960). В более поздней статье, написанной П.Гоффманом, Б.Логаном и К.Геблайном(Hoffman, Logan, Gebelein, 1969), этот вывод сформулирован еще более четко и категорично. Объясняя причины уникального развития строматолитов в заливе Хамелин-Пул (внутренняя часть залива Шарк), эти геологи в качестве главного благоприятствующего фактора выдвигают отсутствие эдесь организмов, разрушающих строматолиты. Напомним, что залив Шарк по степени осолонения разделяется на три зоны (Logan, 1961). Водорослевые постройки присутствуют только в третьей, внутренней, зоне, где концентрация солей достигает 56—65°/оо. На ее границе исчезает подавляющее большинство видов обитающей в заливе морской фауны и основной формой жизни становятся синезеленые водоросли.

Сейчас значение рассматриваемого фактора подтверждено экспериментально (Garrett, 1970). П.Герретт показал, что масса водорослевых дерновинок, которая образуется за единицу времени на определенной площади, значительно меньше, чем масса фекалиев, выделяемых за то же время гастроподами, живущими на такой же площади. Таким образом, присутствие поедающих водоросли гастропод полностью исключает возможность формирования строматолитов. Сходные данные получены и для червей.

Приведенные факты объясняют преимущественную приуроченность современных фитогенных построек к литорали, а также к осолоненным или неустойчиво соленым зонам бассейнов, т.е. к участкам, неблагоприятным для массового обитания морской фауны. В этом, возможно, кроется также ответ на вопрос, сформулированный К. Монти в конце его известной статьи (Monty, 1967): что заставляет развитые повсеместно водоросли на отдельных участках объединяться в поли— или моновидные колонии и строить строматолиты?

Поскольку современные строматолиты наиболее обычны в приливно-отливной и супралиторальной зонах, они часто развиваются в условиях повышенной





тота и размер точек условно отражают частоту встречаемости водорослевых построек); 6 — граница появления водорослевых образований; 7 — заросли Thalassia testudinum (a) и Syringodium filiforme (b); 8 — граница их появления; 9 — направления и поверхностные скорости (см/сек) приливно—отливных (а) и других (б) течений; 10 — изобаты (в м)

или неустойчивой солености (см. табл. 1). В жарком аридном поясе в этих зонах при отливе (на супралитораль морские воды попадают во время штормов и т.д.) происходит постепенное выпаривание остаточных и интерстиционных растворов, что приводит к высокой концентрации солей и садке эвапоритовых минералов. Водорослевые дерновинки ассоциируют со слоями гипса и даже галоидных солей (Kendall, Skipwith, 1968; Phleger, 1969; и др.) и выдерживают колебания солености от 47 до 196°/оо(Kendall, Skipwith, 1968).

В гумидных областях концентрация солей в этих зонах побережья дополнительно регулируется выпадением осадков. В периоды сильных и продолжительных дождей соленость растворов резко снижается, а во время приливов или при длительном осущении вновь возрастает. Образование строматолитов идет в условиях неустойчивой солености, в целом более низкой (Black, 1933; Monty, 1967; и др.), чем нормально-морская, но иногда и превышающей ее (Hommeril, Rioult, 1965).

Однако было бы неправильным думать, что именно описанные условия солености наиболее благоприятны или типичны для современных строматолитов. Фитогенные постройки достаточно широко представлены также в нормальносоленых (сублитораль Багамских и Бермудских островов, Флоридского залива и т.д.) и в пресноводных бассейнах.

Для пресноводных бассейнов устанавливается отчетливая зависимость между возможностью образования строматолитов и химическим составом пресных вод. Карбонатные водорослевые образования (водорослевые туфы) присутствуют лишь в озерах и потоках с жесткими водами, богатыми бикарбонатом кальция. Такие озера являются характерными водоемами южной (в северном полушарии) части умеренного гумидного пояса. Их подробная характеристика дана Н.М. Страховым (1951). Современные строматолиты описаны (Ріа, 1933; Rezak, 1957; Маслов, 1960; и др.) из ряда таких озер как в Западной Европе (Женевское, Боденское и т.д.), так и в Северной Америке (например Зеленое озеро в штате Нью-Йорк). В Советском Союзе сходные

по характеру и природе, но крайне мелкие образования известны в пресноводных потоках Степного Крыма (Воронихин, 1932; Королюк, 1959).

Таким образом, диапазон условий, допускающих развитие современных строматолитов, достаточно широк. Климат, соленость и глубины в очерченных выше границах, вероятно, практически не влияют на их локализацию. Пространственное размещение карбонатных водорослевых структур, очевидно, контролируется тремя основными факторами: защищенностью участка от механического разрушения, характером субстрата и отсутствием организмов, поедающих водоросли или разрушающих строматолиты. Относительное значение этих факторов, еще не до конца выясненное, меняется, как было показано, в зависимости от положения строматолитов в различных зонах побережья. Существует еще одно важное условие, по-видимому, влиявшее на появление современных строматолитов: все они приурочены к областям интенсивного карбонатонакопления или к водоемам (пресноводные озера), где этот процесс потенциально возможен.

Водоросли — строматолитообразователи

Основным типом водорослей, строящих современные строматолиты, являются синезеленые. С их общеизвестной способностью приспосабливаться к самым различным условиям, вероятно, связано то описанное выше многообразие обстановок, в котором формируются фитогенные постройки. Водоросли других типов (красные, диатомовые и другие) нередко входят в состав образующих строматолины сообществ, но играют в них, как правило, второстепенную роль. Лишь в двух из известных мне случаев (см. табл. 1) именно они, а не цианофидеи являются главными строматолитообразователями.

При объяснении генезиса древних фитогенных построек часто выдвигаются гипотезы о значительной роли бактерий в этом процессе (Маслов, 1960; и др.). Однако для современных строматолитов значение этих организмов остается практически невыясненным. Хотя присутствие бактерий внутри водорослевых дерновинок отмечается многими исследователями (Капп, 1933; Мопту, 1967; и др.), какие-либо конкретные данные об их составе и функциях не приводятся. Показательна в этом отношении публикация Д. Далримпля (Dal-rymple, 1965). Автор объясняет образование строматолитоподобных карбонатных структур в слабоизвестковистом глинистом осадке залива Бэффин жизнедеятельностью бактерий, но ограничивается лишь ссылкой на установленное присутствие бактерий в соседних районах.

Из изложенного ясно, что рассматривая организмы-строматолитообразователи, мы можем с уверенностью говорить на данном этапе лишь о синезеленых водорослях. Хотя уровень альгологических исследований современных строматолитов за редким исключением невысок (для ряда их местонахождений сведения о водорослях вообще отсутствуют), имеющиеся данные позволяют сделать ряд важных выводов.

Анализ приводимых списков водорослей — строматолитообразователей (см. табл. 1) показывает, что при всей кажущейся несхожести этих списков некоторые виды и роды цианофицей устойчиво повторяются во многих районах. Так, нитчатые водоросли рода Schizothrix играют ведущую роль в большинстве местонахождений фитогенных построек. Наиболее широко распространены Sch. calcicola, а также близкие к ним (Monty, 1967) Sch. lacustris и Sch. fasciculata. Характерные члены как морских, так и континентальных водорослевых сообществ — представители рода Rivularia. В трех районах описаны Lyngbya aestuarii, Microcoleus chtonoplastes, Entophysalis deusta, в двух — Scytonema myochrous. Учитывая явную недостаточность и разную детальность альгологических исследований, все же можно говорить об определенной общности анализируемых водорослевых ассоциаций. Даже между морскими и континентальными бассейнами, в которых, как правило, развиты различные ценозы водорослей (Еленкин, 1936), существуют некоторые черты сходства.

Ярким примером этого может служить однотипное распределение комплексов водорослей на о. Андрос и в Нижнем Лунцком озере (см. рис. 2 и табл. 2).

Интересно подчеркнуть, что даже там, где строматолиты нацело сложены хемогенным и кластогенным материалом, а роль водорослей сводится к связыванию механического осадка, значительная часть цианофицей принадлежит к родам, многие виды которых известны как характерные туфообразователи. К числу таких родов относятся Schizothrix, Rivularia, Scytonema, Calothrix, Phormidium и некоторые другие (Еленкин, 1936).

Накопленные к настоящему времени данные о водорослях, строящих строматолиты, полностью подтверждают два принципиальных вывода В.П. Маслова (1960), сделанных им на основании наблюдений Н.Н. Воронихина (1932) и М. Блэка (Black, 1933): 1) в формировании строматолитов нередко принимает участие сообщество (симбиоз?) многих видов, родов и даже типов водорослей; 2) внутри такого сообщества всегда есть один или несколько видов, определяющих его облик и характер. В.П. Маслов назвал их "видами-хозяевами".

Наиболее четко эти закономерности устанавливаются на примере супралиторальных строматолитов. Самая детальная альгологическая информация для них дана в работе К. Монти (Monty, 1967). Сведения, почерпнутые из нее и сведенные в табл. 2, могут служить хорошей иллюстрацией развиваемых положений. Не менее показательны данные по континентальным бассейнам. Например, для карбонатных туфов "зоны Rivularia" в Нижнем Лунцком озере (Kann. 1933) главными видами водорослей являются R. haematites а также служащий своеобразным основанием для ривуlothrix parietina, пярий симбиоз Schizothrix lacustris Sch. fasciculata. И vularia развиты различные виды диатомовых из рода Cymbella, а в дерновинках Schizothrix присутствуют более десяти видов цианофицей, многочисленные водоросли других типов, а также бактерии. Сходная картина наблюдается и в других "зонах" этого озера.

"Виды-хозяева" внутри симбиоза образуют тесное сообщество, которое на воздействие среды реагирует как единый "организм". При этом симбиотический комплекс обладает лучшими адаптивными способностями, чем одна отдельно взятая водоросль. К. Монти (Monty, 1967) убедительно показывает это на примере супралиторального сообщества Scytonema myochrous и Schizothrix calcicola (кроме них в симбиоз входят еще более семи видов нитчатых и одноклеточных цианофицей, а также представители зеленых, диатомовых и других водорослей). В сухие периоды колония растет главным образом за счет Sc. myochrous, а более влаголюбивый вид Sch. calcicola концентрируется в защищенных от инсоляции глубоких частях дерновиихи. При увлажнении роль водорослей меняется. Кроме того, Sch. calcicola обладает хорошо выраженной способностью первой захватывать новые участки побережья, определяя тем самым пространственную экспансию всего сообщества. Остальные водоросли, входящие в этот симбиоз, играют в целом резко подчиненную роль. Однако в другой экологической обстановке относительное значение водорослей может резко измениться и второстепенные в данном сообществе виды ока-

При прослеживании изменений комплексов шианофицей от супра— к инфралиторали в ряде случаев заметно сокращается число входящих в их состав видов. Так, если в супралиторальной и приливно-отливной зонах восточного берега о. Андрос в формировании строматолитов одновременно участвуют до десяти и более видов, то в нижней части литорали и особенно в сублиторали развиты лишь два вида цианофицей (см. табл. 2). Это Schizothrix calcicola и Lyng-bya aestuarii, встречающиеся как вместе, так и раздельно. Практически всего двум видам синезеленых водорослей обязаны своим происхождением и сублиторальные строматолиты Бермудских островов (Gebelein, 1969). Эта закономерность отмечалась уже в работах М. Блэка (Black, 1933), но особенно подробно на ней остановился Р. Резак (Rezak, 1957). Однако резкое сокра-

шение числа синезеленых водорослей ниже линии максимального отлива рассматривалось в этих публикациях как доказательство невозможности массового развития строматолитов вне литорали. Современные данные опровергают этот вывод.

Гораздо более важная закономерность обнаруживается при сравнении характера распределения строматолитообразующих водорослевых сообществ выше и ниже уровня отлива. На супралитораль и большую часть литорали о. Андрос (менее 1 м по вертикали) приходится 10 типов водорослевых карбонатных образований, которые различаются сообществами создавших их водорослей и типами микроструктур (Monty, 1967). Эти симбиозы сменяются на близких расстояниях как по вертикали, так и по горизонтали в зависимости от местных экологических условий: увлажнения, освещенности, характера субстрата, солености и т.д. В нижней части литорали и в сублиторали (более 3 м по вертикали) развито всего четыре типа построек, причем только один из них – "слоистые пленки и купола Schizothrix calcicola" (см. табл. 2) может считаться настоящим аналогом ископаемых строматолитов.

Сходная картина, по последним данным (Hoffman, Logan, Gebelein, 1969¹), наблюдается также в заливе Шарк. Здесь установлено шесть типов строматолитов, различающихся по составу формирующих их водорослей. Пять из них, имея диапазон вертикального распространения от 30 до 60 см и кулисообразно сменяя один другого при движении от супралиторали вниз, не опускаются за пределы приливно—отливной зоны. В отличие от этого шестой тип, который начинается в 30 см выше уровня отлива, далее без каких—либо изменений прослеживается в сублиторали до глубин более 3 м. Ранее указывалось, что сублиторальные строматолиты Бермудских островов, опускающиеся до глубин 6-7,5 м, образованы одним единственным комплексом водорослей (Gebelein, 1969). На рис. 4 видно, что гранишы участков развития фитогенных построек иногда под прямым углом секут изобаты. Состав симбиоза здесь также не реагирует на существенные изменения среды, в том числе на различную в разных участках гидродинамику бассейна.

Приведенные факты отчетливо показывают, что между супралиторальными и литоральными строматолитами, с одной строоны, и сублиторальными – с другой, имеются крупные различия в вертикальной выдержанности водорослевых комплексов и в устойчивости последних при изменении внешних условий. Если в первых двух зонах по существу каждый биотоп обладает собственной ассоциацией водорослей—строматолитообразователей, то в сублиторали во всех допустимых для формирования строматолитов обстановках развит лишь один или несколько очень близких симбиозов водорослей.

Механизм образования современных строматолитов

Часто принимается, что современные строматолиты "представляют собой слоистые органогенно-седиментационные структуры, сформированные в результате связывания водорослевыми дерновинками тонкозернистых частичек осадка" (Logan, Rezak, Ginsburg, 1964, стр. 81). Однако исследования последних лет (Hommeril, Rioult, 1965; Monty, 1967), а также данные по фитогенным постройкам континентальных водоемов (Pia, 1933; Капп, 1933; и др.) показывают, что современные строматолиты обязаны своим происхождением

В цитируемой статье даны сжатые выводы из результатов исследования строматолитов в заливе Шарк. Расшифровка этих выводов и их обоснование были сделаны П. Гоффманом в октябре 1968 г. на семинаре, посвященном современным строматолитам и их древним аналогам (университет Джона Хопкинса, г. Балтимора, США). Благодаря любезности М.А. Семихатова, который присутствовал на этом семинаре, я имел возможность пользоваться конспектом доклада П. Гоффмана.

трем типам процессов: 1) улавливанию и связыванию осадочного материала; 2) закреплению ранее отложившегося осадка и 3) выделению водорослями карбоната кальция. Эти процессы протекают изолированно или в разных сочетаниях.

Улавливание и связывание осадочного материала

Образование строматолитов в результате улавливания водорослевыми дерновинками взмученного осадка различного происхождения характерно главным образом для литоральных (за исключением самой верхней части литорали) и сублиторальных условий. Так, на восточном побережье Андроса (см. табл. 2) преимущественно этим способом образуются 7 из 14 описанных здесь типов водорослевых построек.

Нитчатые, субвертикально растущие водоросли верхней части дерновинки образуют своеобразное "сито", которое задерживает и закрепляет минеральные частицы. Уловленный таким образом материал по вещественному составу полностью аналогичен нормальным осадкам данной части бассейна (Hommeril, Rioult, 1965; и др.). Обычно это кластические и химически осажденные частицы карбонатов, оолиты, пеллеты, фекальные комочки, обломки раковин различных организмов, а также зерна кварца, глауконита, тяжелых минералов и т.д. Основным источником этого материала служит сублиторальная область (Logan, 1961). Известковый состав большинства современных строматолитов этого типа обусловлен их приуроченностью к зонам современного карбонатона-копления. Ведущими минералами в их строении являются арагонит и высокомагнезиальный кальцит.

Вместе с тем в строматолитах наблюдается четкая селекция осадка по гранулометрическому признаку. К. Геблайн (Gebelein, 1969). объясняет это тем, что водорослевые дерновинки связывают лишь частицы, находящиеся во взвешенном состоянии, тогда как более крупные, перекатывающиеся по дну обломки в них не попадают. Таким образом, гранулометрический состав построек предстает как функция гидродинамической подвижности бассейна и высоты постройки над дном. Французские исследователи (Hommeril, Rioult, 1965) описали несколько иной механизм гранулометрической селекции. По их данным, размерность осадка в строматолитах соответствует величине свободного пространства между филаментами водорослей. Для дерновинок, образованных субвертикально растушими плотными нитями, такой механизм играет, вероятно, ведущую роль.

Связывание попавшего в дерновинку материала происходит двумя путями. Наиболее крупные зерна оплетаются растущими и ветвящимися нитями и оказываются накрепко запутанными в водорослевом войлоке. Более мелкие частищы аглютинируются растительной слизью колоний. По свидетельству П. Оммерия и М. Риулта (Hommeril, Rioult, 1965), чтобы отделить волокна от осадка надо долго разминать дерновинку руками под струей воды, но даже после этого и последующего сухого просеивания многие водорослевые нити окружены минеральными зернами. Аглютинация обломков слизью приводит к тому, что количество улавливаемого материала практически не зависит от наклона дерновинки. Плоские обломки даже на крутонаклоненных и субвертикальных поверхностях строматолитов располагаются парапленьно этим поверхностям (Gebelein, 1969). Процессы обрастания и аглютинации минеральных частиц протекают как правило, совместно, а их относительное значение определяется морфологическими и физиологическими особенностями водорослей-строматолитообразователей. К. Монти (Monty, 1967) отмечает, что для дерновинок, сформированных плотными вертикально растущими волокнами Dichothrix bornetiana Rivularia biasolettiana, жарактерен преимущественно первый из процессов, а в колониях менее плотных Schizothrix calcicola ведущую роль играет аглютинация осадка растительной слизью.

Полученые в результате этих процессов органогенно-осадочные структуры являются настолько прочными, что "эрозия дерновинок... ведет к образованию монолитных нелитифицированных плоских обломков, состоящих из эерен песча-

ной размерности. Эти обломки легко волочатся течениями и концентрируются в западинах между рябью и в депрессиях между холмиками, давая начало плоскогалечным конгломератам (Gebelein, 1969, стр. 56). Важно отметить, что в приведенной цитате речь идет о сублиторальной зоне Бермудских островов. Состоящие из обломков водорослевых дерновинок плоскогалечные конгломераты, которые обычно (Logan, 1961; и др.) считаются несомненным признаком приливно-отливной зоны, образуются здесь в интервале глубия от 0,9 до 10,5 м.

Известно (Black, 1933), что слоистость строматолитов, сформированных в ре ультате улавливания осадочного материала, может вызываться тремя причинами: 1) изменением количественного соотношения водорослей и осадочного материала; 2) чередованием двух видов или групп видов водорослей; 3) осадочный слоистостью минеральных частиц. Ведущий из этих процессов первый (Ginsburg, 1960; Logan, Rezak, Ginsburg, 1964; и др.).

Образование споистости связано в первую очередь с периодичностью роста одной или нескольких объединенных в симбиозе водорослей при более или менее равномерном поступлении осадочного материала. Споистые купола Schizothrix calcicola (см. табл. 2) слагаются двумя типами слоев (рис. 5). Относительно мощные (200-900 мк) "гиалиновые слои" состоят из вертикальных или наклоненных под разными углами нитей водорослей, а более тонкие (до 100 мк) слои обогащены карбонатным алевритом или тонкозернистым песком (Monty, 1967). "Гиалиновый" слой формируется в первую половину дня, когда происходит интенсивное деление клеток и вертикальный рост трихомов. Осадочный материал в это время свободно рассеян между филаментами. Во вторую половину дня и ночью рост Schizothrix замедляется, их нити наклоняются и, тесно соприкасаясь, образуют более тонкий слой, концентрация минеральных частиц в котором соответственно возрастает.

Более интенсивное, чем обычно, выпадение осадка может замаскировать слоистость или совсем подавить рост водорослей. Напротив, сокращение или отсутствие осаждения не нарушает развития дерновинки – обстоятельство, которое надо иметь в виду при интерпретации морфологии современных строматолитов. В результате тех или иных причин рост колонии может прерваться на одном участке постройки и продолжаться на другом. К. Монти поэтому предупреждает, что число слоев в строматолите обозначает лишь минимально возможный его возраст.

Скорость образования строматолитовых слоев, определявшаяся с помощью периодического нанесения на растушую дерновинку карборундового порошка, оказалась для сублиторальных и некоторых литоральных строматолитов неожиданно высокой: пара слоев мощностью до 1 мм и более формируется за

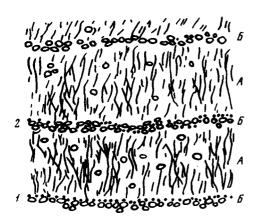
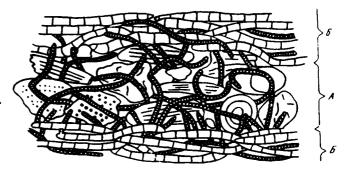


Рис. 5. Образование слоистости в сублиторальных куполах, построенных Schizothrix calcicola (по Monty, 1967)

А - светлое время суток: образование "гиалинового" слоя в результате суб-вертикального роста волокон Schizoth-rix calcicola. Б - темное время суток: образование "кальцитизированного" слоя, состоящего из механического осадка. Черными точками показаны зерна карборунда, примененные для определения скорости образования слоев. Карборунд на уровне 1 насыпан в 7 часов утра, на уровне 2 - в 7 часов вечера. В первом случае он располагается над "кальцитизированным" слоем, во втором - внутри него

Рис. 6. Образование споистости в сублиторальных строматолитах Бермулских островов (по Gebelein, 1969)

А - светлое время суток: субвертикальный рост волокон Schizothrix calcicola и улавливание осадка. Б темное время суток: горизонтальный рост волокон Oscillatoria submembranacea и связывание осадка



одни сутки (Monty, 1967). Тот же результат был получен и для бермудских строматолитов (Gebelein, 1969).

В бермудских строматолитах принципиально близкий механизм образования слоистости приводит к несколько иным, чем описано выше, результатам. Дневной вертикальный рост Schizothrix calcicola порождает слои, содержащие некоторое количество осадочных частиц (рис. 6). Ночью более интенсивно развивается второй из симбионтов — Oscillatoria submembranacea. Толстые (до 5 мк) волокна этой водоросли растут горизонтально, образуя плотный, неблагоприятный для улавливания осадка покров над дневным слоем. В данном случае наблюдается по существу сочетание двух процессов, контролирующих слоистость: изменение соотношения количества водорослей и осадка и периодическая смена относительной роли двух видов цианофицей.

Отдельные слои обогащаются органическим веществом даже там, где основным типом слоистости строматолита является обычная осадочная слоистость. Примером этого могут служить постройки, образованные красной водорослью Rhodothamniella floridula (Hommeril, Rioult, 1965). Во время отливов выступавшие над дном концы нитей этой водоросли прячутся в осадок до следующего прилива. В результате осадочный материал поверхностного слоя оказывается "разбавленным" органической слизью.

Здесь необходимо сказать несколько слов об явлении фототропного движения водорослей по осадку. Кроме упомянутой выше Rh. floridula этой способностью обладают синезеленая Schizothrix calcicola и многие другие виды как нитчатых, так и одноклеточных цианофицей (Ginsburg, 1960; Monty, 1967; Gebelein, 1969). В лаборатории водоросль рода Phormi dium пересекла за сутки слой осадка в 4 мм (Ginsburg, 1960). Многие из образующих строматолиты организмов медленно передвигаются вверх по связываемому ими осадку. В результате этого процесса водорослевые филаменты в строматолитах Бермудских островов наблюдаются только в трех – четырех верхних слоях построек (Gebelein, 1969). Другими словами, через трое – четверо суток после образования из строматолитовой структуры уже исчезают те организмы, которые ее сформировали. В то же время по всей мощности постройки в промежутках между осадочными зернами сохраняется органическое вещество в виде полисахаридов и других компонентов растительной слизи.

Закрепление ранее отложившихся осадков

Закрепление водорослями ранее отложившихся осадков характерно для верхней части приливно-отливной зоны и супралиторали. Водорослевые дерновинки, развиваясь в осадке в виде протяженных пленок или "пятен", скрепляют его плотным войлоком горизонтально растущих волокон (Hommeril, Rioult, 1965) или склеивают минеральные частицы растительной слизью (Monty, 1967).

Скрепленные таким образом поверхности обладают высокой устойчивостью к разрушению. На незаливаемых участках восточного побережья США засоленные влы с пленкой Microcoleus chtonoplastes и Lyngbya aestuarii без дополнительного покрытия используются как посадочные полосы для самолетов (Hommeril, Rioult, 1965).

Рассматриваемый механизм образования строматолитовых структур исключает возможность какой-либо минералогической или гранулометрической селекции осадочного материала. Образование слоистости здесь идет совершенно другим путем, чем было описано выше. Наиболее четкая слоистая текстура получается при чередовании не связанных один с другим процессов механического осадконакопления и развития водорослевых пленок. Это чередование контролируется внешними условиями и в первую очередь периодичностью приливов и отливов. Поэтому скорость формирования пары слоев здесь меньше (неделя и более), чем у структур, образованных за счет улавливания осадка водорослями. Нечеткая слоистость может быть вызвана также воздействием водорослей на осадочный субстрат. Так, в верхнелиторальных корковых чещуях Schizothrix calcicola" (Мопту, 1967) и в некоторых других образованиях наблюдается нечеткая вертикальная дифференциация материала в результате "разбавления" минеральных зерен в кровле осадка растительной слизью и отдельными, проникающими вниз волокнами водорослей.

Процесс закрепления осадка цианофицеями часто смешивают с процессом улавливания и связывания минеральных частиц дерновинками, хотя различия между ними весьма существенны. Впервые это было специально подчеркнуто на примере строматолитов атлантического побережья Франции (Hommeril, Rioult, 1965), а затем о. Андрос (Monty, 1967). Строматолиты рассматриваемого типа, судя по описаниям, широко развиты в верхней части литорали и на супралиторали Персидского залива (Illing, Wells, Taylor, 1965; Kendall, Skipwith, 1968; и др.) и залива Шарк (Logan, 1961). К ним, очевидно, относятся и выделяемые Б.Логаном "водорослево-слоистые осадки" (algal-laminated sediments), т.е. осадки, слоистость которых обусловлена жизнедеятельностью водорослей.

Минерализация водорослевых колоний

Образование современных строматолитов в результате карбонатной минерализации водорослевых колоний широко развито в озерах и потоках с жесткими водами (Pia, 1933; Капп, 1933; Страхов, 1951; и др.). В настоящее время этот процесс отмечен и в морских условиях (Monty, 1967). Если в озерах он происходит в пределах верхнего прогреваемого слоя воды — эпилимниона—до глубин порядка 3-5 м, в единичных случаях до 30-60 м (Страхов, 1951), то на морском побережье максимальное его развитие приурочено к супралиторали, а при движении вниз постепенно сменяется двумя ранее описанными способами формирования строматолитовых структур.

Принципиальная схема выделения $CaCO_3$ синезелеными водорослями была намечена уже в работах Г.А. Надсона (1900), Н.Н. Воронихина (1932), Ю. Пиа (Ріа, 1933 и др.), А.А. Еленкина (1936) и др. Исследования последующих лет не внесли в эти представления каких-либо существенных изменений (см. работу С.В. Горюновой, Г.Н. Ржановой, В.К. Орлеанской, 1969). В.П. Маслов (1961) выделил два главных типа этого процесса – физиологический и биохимический, которые различаются, по его мнению, как по механизму, так и по конечному результату. В настоящей работе я использую терминологию В.П. Маслова в более узком смысле – только для обозначения определенного механизма карбонатовыделения. Физиологический процесс сводится к внутриклеточной реакции разложения бикарбоната кальция с выделением $CaCO_3$ в окружающий слюевище слой слизи. При втором, биохимическом, типе процесса в результате изменения водорослями рН среды карбонатное равновесие смещается в сторону садки $CaCO_3$. Этот процесс непосредственно смыкается с

обычным химическим осаждением карбонатов из пересыщенных растворов.

Современные строматолиты разбираемого типа обязаны своим происхождением главным образом физиологическому процессу, в результате которого происходит "выделение и отложение СаСО3 вокруг колоний или нитей в форме мелких кристалликов и друз, нередко сливающихся в более или менее толстые футляры или корочки, заполняющие внутренние части колоний и дерновинок, образуя здесь твердую каменистую массу"... (Еленкин, 1936, стр. 378).

Способность к физиологическому выделению CaCO₃ проявляется в благоприятных условиях у многих представителей синезеленых водорослей. По далеко неполным данным ею обладают по крайней мере двадцать их видов (10 видов рода Schizothrix, 3 вида рода Rivularia, 2 вида рода Scytonema и другие: Еленкин, 1936).

Вероятно, наиболее благоприятные для минерализации водорослевых колоний условия существуют в прибрежной полосе пресноводных озер с высоким содержанием бикарбоната кальция. Ю. Пиа (Pia, 1933) и Н.М. Страхов (1951) показали, что при парциальном давлении CO_2 , близком к атмосферному, поверхностный слой воды в этих озерах, как правило, находится в состоянии насыщения или более или менее резкого пересыщения $CaCO_3$. Другими словами, здесь существует принципиальная возможность химической осадки карбонатов. Такая обстановка должна, очевидно, способствовать и фитогенному их выделению. Не случайно поэтому, что известковые водорослевые корки "чрезвычайно широко распространены в озерах с жесткой водой и являются для них характернейшими образованиями" (Страхов, 1951, стр. 165).

Эти корки в большинстве случаев микроскопического размера, иногда приобретают вид крупных лепешек (диаметром до нескольких десятков сантиметров и толщиной до 2 см, а в единичных случаях и до 10 см (Капп. 1933; Страхов, 1951). Каждая пара слагающих их слоев образуется в течение года (Капп,1933; Еленкин, 1936; и др.). В теплый сезон, благоприятный для развития водорослей и выделения ими СаСО3, формируется светлый, обычно рыхлый и пористый слой, а в холодный сезон - слой более тонкий, плотный и темный. Образованные структуры более чем наполовину состоят из минерального неорганического вещества. Так, в зоне Rivularia Нижнего Лунцкого озера органическое вещество составляет не более 82-85% от массы карбонатов, а в зоне Schizothrix постройки на 82-97% сложены чистым СаСО (Kann, 1933).

Нельзя не отметить также широкое развитие в пресноводных бассейнах рассматриваемого типа сферических концентрически-слоистых карбонатно-водорослевых структур (онколитов) диаметром от нескольких миллиметров до 33-35 см (Pia, 1933; Страхов, 1951). Они имеют такое же происхождение, что и развитые здесь строматолиты.

Образование фитогенных построек путем минерализации колоний синезеленых водорослей в целом не характерно для современных морских бассейнов. Это объясняется, вероятно, высокой кислотностью морских вод (Rezak,1957). Напомним, кстати, что сходным образом (кислой реакцией клеточного сока) А.А. Еленкин (1936) объяснял отсутствие кристаллов CaCO3 внутри клеток цианофицей.

Фитогенные карбонаты, слагающие супралиторальные строматолиты Багамских островов, как по составу (низкомагнезиальный кальцит), так и по габитусу существенно отличаются от известковых осадков другого происхождения (Мопту, 1967). Это мелкие (до 1,5 мк) игольчатые кристаллы, образующие корочки вокруг волокон или колоний водорослей и несколько более крупные (до 4 мк) ромбические и столбчатые кристаллы в слизистом веществе. Строматолиты имеют четкую слоистость, выраженную в чередовании "гиалиновых" и кальцитизированных слоев. Первые состоят в основном из неминерализованных волокон цианофицей, тогда как вторые насыщены фитогенным карбонатом. Чередование этих слоев обусловлено периодичностью роста двух основных водорослей, входящих в данный симбиоз (см. табл. 2): Schizothrix calcicola

и Scytonema myochrous. Эта периодичность определяется сменой влажных и засушливых периодов, а не теплых и холодных сезонов, как у строматолитов в озерах умеренного климатического пояса. Поэтому пара слоев в супралиторальных структурах о. Андрос образуется не за год, а за несколько недель или за сезон (Monty, 1967). Необходимо подчеркнуть, что как первый, так и второй из названных видов водорослей в разных типах строматолитов образует то "гиалиновые", то кальшитизированные слои. Причина этого явления не ясна.

Минерализация нитей или колоний синезеленых водорослей наблюдается и в других зонах морского побережья вплоть до сублиторальной (Monty, 1967; см. табл. 2), но относительная роль этого процесса при движении от супралиторали вниз неуклонно падает. Не исключено, что дальнейшие более детальные исследования позволят обнаружить структуры, образованные в результате выделения водорослями CaCO₃, и среди других морских строматолитов. Возможно также, что такое происхождение имеют белые пористые корки в фитогенных постройках Большого Соленого озера (Carozzi, 1962), а также карбонатное вешество строматолитов залива Бэффин (Dalrymple, 1965).

Микроструктура современных строматолитов

Организуя определенным образом минеральные компоненты, водоросли контролируют структурно-текстурные особенности фитогенных построек – их микроструктуру. Для строматолитов ряда районов показано, что каждый симбиоз цианофицей в нормальных для него экологических условиях продуширует вполне определенную, специфичную микроструктуру, а смена в составе водорослей приводит к ее видоизменению (Monty, 1967; Gebelein, 1969; Hoffman, Logan, Gebelein, 1969). В заливе Хамелин-Пул (Hoffman, Logan, Gebelein, 1969), где в формировании строматолитов участвуют шесть различных симбиозов цианофицей, выделяются щесть отвечающих им типов микроструктур. Каждая из 14 разновидностей фитогенных построек на о. Андрос также обладает собственными особенностями внутреннего строения (Monty, 1967).

Наиболее четко фиксируются различия в строении образований со слоистыми текстурами. Они выражаются в разном характере чередования и мощностях "гиалиновых" и кальцитизированных слоев, в расположении водорослей, в типе, структурах и других особенностях минеральных частиц и т.д.

По мнению К. Монти (Monty, 1967), в образовании слоистых текстур наиболее ярко проявляется биотический контроль над строением строматолитов.
Происхождение слоистости непосредственно связано с динамикой развития водорослевых сообществ, которая в свою очередь в значительной мере регулируется внешними условиями. Однако вне зависимости от состава водорослей,
времени формирования одного слоя, экологической обстановки и т.д. в различных
строматолитах наблюдается однотипная последовательность "гиалиновых" и
кальцитизированных слоев. Причина этого явления неясна. К. Монти предположил, что характер водорослевого сообщества определяется природой непосредственно подстилающего субстрата и что данный симбиоз существует только
до тех пор, пока он может возобновлять субстрат данного типа. Если это так,
то осаждение карбоната или связывание осадочных частии с образованием
кальщитизированного слоя не случайный процесс, а адаптивная функция, которая
определяет саму возможность существования и развития водорослевой колюнии.

Усложнение внутреннего строения строматолита может произойти при ненормальном развитии в отдельных частях дерновинки второстепенных или случайных членов водорослевого сообщества. Примером этого является вторжение колоний Entophysalis deusta в супралиторальные структуры, формируемые Scytonema myochrous и Schizothrix calcicola (Monty, 1967). Сходным образом появление в какой-то части колонии Sch. calcicola волокон Lyngbya aestuarii затеняет слоистость, связанную с периодичностью роста шизотриксов.

Внешние причины также оказывают заметное влияние на общий характер микроструктур и в первую очередь на их четкость (Monty, 1967). Так, избыточное поступление осадка может полностью затушевать слоистую текстуру строматолита. К. Монти считает даже, что в близких условиях разные комплексы водорослей способны строить строматолиты, одинаковые не только по облику, но и по микроструктуре. В качестве примера он указывает на сходство в морфологии и общем характере слоистости куполов Schizothrix calcicola в сублиторали Багамских островов и куполов Symploca lacte viridis, описанных Р. Гинэбургом во Флоридском заливе. Нельзя, однако, забывать. что этот вывод базируется на сравнении микроструктур только по "общему характеру слоистости". Между тем противоречащий ему вывод о том, что определенный симбиоз водорослей порождает определенные текстурно-структурные особенности строматолитов, основан на более объективных данных: он получен при сопоставлении микроструктур фитогенных построек в пределах одного рай-OHA (Monty, 1967; Hoffman, Logan, Gebelein, 1969; Gebelein, 1969).

В пространственном распределении микроструктур можно наблюдать те же закономерности, что и в размещении ассоциаций синезеленых водорослей (см. стр. 26). В пределах литорали и супралиторали симбиозы цианофицей имеют ограниченный диапазон вертикального распространения. Поэтому рост строматолита вверх и связанный сэтим переход активной дерновинки из одной экологической обстановки в другую могут привести к последовательному наслаиванию в нем различных микроструктур (Monty, 1967). В отличие от этого структурно-текстурные особенности сублиторальных фитогенных образований хорошо выдерживаются во всем интервале глубин их развития и не реагируют на изменения гидродинамической обстановки (Monty, 1965, 1967; Hoffman, Logan, Gebelein, 1969; Gebelein, 1969).

Внутреннее строение строматолитовых слоев начинает видоизменяться непосредственно после их образования. Этот процесс заключается в отмирании или фототропном удалении водорослей, разложении органического вещества, разрушении или трансформации минеральных частиц, их перекристаллизации и т.д. Наиболее подробно характер подобных изменений рассмотрен К. Монти (Monty, 1967). В супралиторальных структурах о. Андрос наблюдается активная дегенерация и кальцитизация (осаждение мельчайших кристаллов $CaCO_3$) отмирающих частей водорослевых колоний. Возможно, что значительную роль в этом процессе играют бактерии. При высыхании гиалиновые слои сужаются, трансформируясь в тонкие темные полоски, которые разделяют кальцитизированные слои. Последние при этом могут лишиться целостности, превратившись в разобщенные сгустки карбонатного материала. В еще большей степени это относится к минеральным чехлам некоторых водорослей.

Описанные процессы в значительной мере ответственны за образование в строматолитах сгустковых структур. Такие структуры при интерпретации ископаемых строматолитов нередко расценивают как результат улавливания карбонатного обломочного материала. Современные данные (Monty, 1967) не позволяют согласиться с этим. На о. Андрос строматолиты со сгустковой миккроструктурой приурочены главным образом к супралиторали, т.е. к зоне, для которой механическое осаждение вообще не характерно.

К. Монти указывает четыре процесса, ведуших к появлению карбонатных сгустков: 1) неупорядоченное осаждение тонкозернистого (aCO₃ вокруг или внутри растительной слизи с образованием хлопьев; 2) жизнедеятельность бактерий, грибов и паразитических водорослей; 3) разрушение кальцитизированных чехлов водорослей при разложении органического вещества; 4) однако главное значение, по его данным, имеет минерализация сферических колоний одноклеточных цианофицей. Вокруг колоний образуется карбонатный чехол, внутри которого органическое вещество разлагается, а развитие водорослей продолжается вне этой минеральной сферы. Характерно, что описанный процесс хоть и в разных масштабах наблюдается в строматолитах всех зон восточного побережья о. Андрос (см. табл. 2). В процессе диагенеза существенные изменения претерпевают и минеральные компоненты построек, причем большое значение в разрушении и трансформации известковых зерен играют сверлящие водоросли (Monty, 1967). Многие виды цианофицей могут как выделять, так и разрушать карбонатное вещество (Еленкин, 1936). Это наблюдается и в строматолитах Багамских островов. В качестве "сверлильщиков" здесь выступают Entophysalis deusta, Schizothrix calcicola и некоторые другие синезеленые водоросли, которые в других условиях являются туфообразователями. Сверление нарушает первичную структуру зерен, превращая их в криптокристаллические, "анонимные", по выражению К. Монти, комочки, природа которых уже не может быть однозначно установлена. Важная роль организмов в уменьшении размера частиц была установлена также при изучении диагенеза известковых осадков во Флоридском заливе (Ginsburg, 1957).

Изменение структуры осадочных зерен в строматолите может вызываться и другими причинами. Как показывают исследования современных карбонатных осадков, их перекристаллизация идет двумя различными путями. В результате первого микрокристаллические разности замещаются скрытокристаллическими без изменения минералогии частиц (Purdy, 1963). Второй процесс, менее развитый, выражен в замещении мелких частичек арагонита более крупными кристаллами кальцита. Это явление, наблюдавшееся, в частности, в литоральных корковых чешуях Schizothrix calcicola, ведет к образованию грубомозаичных известковых агрегатов (Monty, 1967).

При рассмотрении микроструктур современных строматолитов, образованных в результате улавливания или закрепления осадка, надо иметь в виду еще два важных обстоятельства: 1) в их строении ведущее значение играют метаста-бильные карбонатные минералы – арагонит и высокомагнезиальный кальцит; 2) эти фитогенные постройки (за единственным исключением, см. ниже) не литифицированы. Таким образом, прямое сравнение микроструктур современных и ископаемых строматолитов невозможно, так как данные для суждения о возможных путях минералогического преобразования и литификации первых весьма ограничены.

Замещение преобладающих в современных карбонатных осадках метастабильных минералов на их устойчивую модификацию (низкомагнезиальный кальцит) почти неизвестно (Тафт, 1970). Этот процесс описан лишь для арагонитовых илов Бермудских островов (Friedman, 1964), где он идет в виде микромасштабных реакций растворения старого минерала и отложения нового. Особо важен для нас тот факт, что это замещение не нарушает первичной формы зерен.

Цементация карбонатных осадков в современную эпоху происходит по существу только в субаэральной обстановке (Тафт, 1970). Соответственно и литификация строматолитов может иметь место лишь в приливно-отливных и супралиторальных условиях. Из всех описанных фитогенных построек частично литифицированы только литоральные строматолиты залива Шарк (Logan, 1961; Hoffman, Logan, Gebelein, 1969). Цементация, захватывающая здесь краевые и базальные части построек (рис. 7), выражена в осаждении арагонита в интерстициях между зернами. Это процесс принципиально аналогичен цементации пляжевых карбонатных песков. Осадочные зерна в верхней части структур окружены тонкой пленкой арагонита, по не представляют еще единого целого (Logan, 1961).

Приведенные данные показывают, что современные строматолиты находятся на самых первых стадиях диагенеза. Характер их дальнейшего преобразования в породу требует специального изучения. Вероятно наиболее существенным является вопрос: произойдет ли при диагенезе сглаживание различий между разнотипными микроструктурами или, напротив, эти различия будут еще более подчеркнуты. Прямого ответа на этот вопрос пока нет. Однако некоторые косвенные данные позволяют отдать предпочтение второму из вариантов. Показанов частности, что диагенез внешне однотипных оолитовых осадков протекает

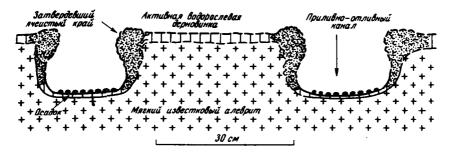


Рис. 7. Образование строматолитовых "дисков" в заливе Шарк (по Logan, 1961, фиг. 2)

в сходных условиях несколькими различными путями и приводит к несовпадаюшим результатам (Robinson, 1967). Р. Робинсон связывает это с проявлением в подчеркиванием в ходе диагенеза скрытых различий в изучавшихся объектах.

Морфология современных строматолитов

Простейшей морфологической разновидностью современных строматолитов являются латерально выдержанные пластовые постройки, покрывающие в виде сплошного чехла значительные площади дна во всех трех зонах побережья. Более сложные, рельефные, латерально обособленные структуры образуются обычно из этих пластовых построек в результате процессов, которые могут быть подразделены на два основных типа: механические и биотические процессы.

Действие механических процессов наиболее полно проявляется в пределах приливно-отливной и супралиторальной зон. Простейший из них — растрескивание пластовых фитогенных корок при высыхании. Загнутые края трешин при смачивании вновь обрастают водорослевой дерновинкой. При многократном чередовании высыхания и смачивания полигональная форма структур сглаживается, и они превращаются в округлые дисковидные, плоские или вогнутые постройки ("тип С" Блэка; Black, 1933). Такие строматолиты широко развиты на литорали Багамских островов (Black, 1933; Monty, 1967), Персидского залива (Kendall, Skipwith, 1968; и др.) и ряда других районов.

Более крупные и резче обособленные формы получаются при эрозии дерновинок приливно-отливными потоками, прибоем и т.д. В результате образуются эрозионные каналы (см. рис. 7), которые расчленяют дерновинки на отдельные постройки. Наиболее ярко действие этого механизма проявляется в литоральной зоне залива Шарк (Logan, 1961; Hoffman, Logan, Gebelein, 1969). Благодаря частичной литификации строматолиты имеют здесь крупные размеры и успешно противостоят механическому разрушению. Вершины эрелых форм, которые достигают уровия, примерно отвечающего отметке максимального прилива, образуют горизонтальную поверхность. Собственная же высота построек зависит от глубины вреза каналов, своеобразным базисом эрозии которых служит уровень отлива. Расположение эрозионных каналов определяет удливнение фитогенных построек в плане, перпендикулярное фронту действия волн, т.е. в общем случае нормальное к береговой линии (рис. 8).

Формирование латерально обособленных строматолитов связано с возможностью или невозможностью для активных водорослевых дерновинок развиваться в промежутке между постройками (Logan, 1961; Logan, Rezak, Ginsburg, 1964). Активные дерновинки располагаются лишь в верхней части лигоральных строматолитов, а в эрознонных каналах, "хотя и имеются водорослевые пленки, но в отличие от нормальных дерновинок они тонкие и, по-вишмому, не могут активно связывать осадок" (Logan, 1961, стр. 524).

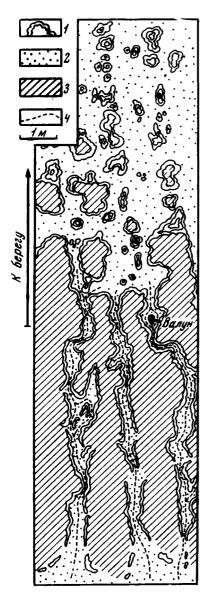


Рис. 8. Детальная карта одного из участков области развития водорослевых образований в Большом Соленом озере (по Carozzi, 1962, фиг. 3, упрощено)

1 - водорослевые образования; 2 - оолитовый песок между ними и внутри эрозионных каналов; 3 - оолитовый песок в углублениях водорослевых построек; 4 - оси каналов

Объясняя это явление, Б.Логан указывает несколько причин, в частности механическую абразию, а также концентрацию в каналах воды и грубых осадков, препятствующих нормальному росту водорослей.

В супралиторальной и литоральной зонах залива Шарк наблюдается четкая зональность в размещении морфологических разновидностей строматолитов, контролируемая условиями среды (рис. 9). Пластовые структуры приурочены к защищенным участкам побережья главным образом в верхней части приливно-отливной зоны и к супралиторальной зоне. На более открытых участках и при движении вниз по литорали их сменяют низкие купола и дискоидальные структуры, возникшие в результате начального развития эрозионных каналов. При дальнейшем углублении каналов строматолиты приобретают булавовидную форму (Cryptozoon). ки этого типа наиболее обычны на выступающих в залив участках побережья, где волновая деятельность достигает максимальной силы (Logan, 1961; Hoffman, Logan, Gebe-1969). Таким образом, морфологическая зональность литоральных строматолитов связана с интенсивностью движения водных масс, которая убывает вверх от уровня отлива. Описанная в заливе Шарк картина, повидимому, типична для литоральных условий вообще, и лишь отсутствие литификации стро-

матолитов в других районах препятствует ее полному повторению.

Было бы неправильным, однако, не учитывать роли водорослей в образовании тех или иных морфологических разновидностей современных литоральных строматолитов. Уже в пластовых постройках проявляется неравномерность их роста на отдельных участках дерновинки, приводящая к образованию пологих куполовидных вздутий. Эта неравномерность обычно связана с рельефом основания (на возвышениях дна условия для развития водорослей более благоприятны), но иногда такая зависимость отсутствует. Так, пленки Micro-coleus chtonoplastes в оз. Кауан (Clarke, Teichert, 1946) образуют на плоском дне полые вздутия. Сходные полости наблюдались под кальшитизированными выпуклыми слоями Schizothrix calcicola в супралиторальных строматолитах о. Андрос (Monty, 1967). Эти факты позволяют говорить о способности водорослевых дерновинок самостоятельно строить свой рельеф.

Подтверждением сделанного вывода является также асимметрия булавовидных построек в заливе Шарк (Logan, 1961). Максимальная мощность актив-

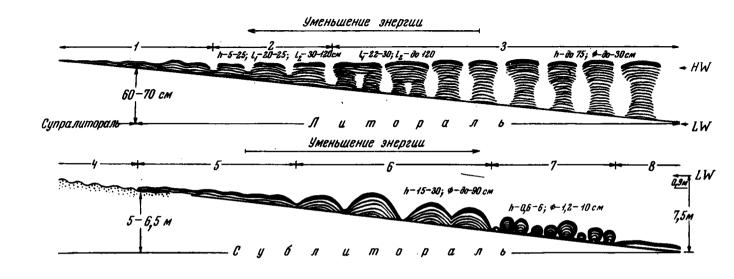


Рис. 9. Горизонтальная зональность современных супралиторальных и литоральных (по данным Logan, 1961) и сублиторальных (по данным Gebelein, 1969) строматолитов

Зоны развития: 1, 5, 8 - водорослевых пленок; 2 - плоских куполов и дисков; 3 - булавовидных структур; 4 - песков со знаками ряби; 6 - куполов; 7 - бисквитов (желваков).

HW — уровень максимального прилива; LW — уровень максимального отлива; h — высота построек; g — диаметр; l_1 — протяженность по длинной, l_2 — короткой осям. Черным показаны активные водорослевые дерновинки. Масштабы непропорционально искажены

ной дерновинки наблюдается здесь на обращенной к берегу стороне *Стуріо- zoon*. Таким образом, эта мощность зависит не от количества приносимого осадочного материала, а от условий, благоприятствующих росту колоний. Напомним, кстати, что сокращение поступления осадочных частиц практически не меняет характера роста дерновинок (Logan, Rezak, Ginsburg, 1964; Monty, 196

В сублиторальных условиях биотические факторы играют еще большую роль в определении морфологии строматолитов (Gebelein, 1969). Латерально обособленные структуры представлены здесь куполовидными и желваковыми постройками, причем активная водорослевая дерновинка облекает и боковые поверхности строматолитов, начинаясь и заканчиваясь на уровне дна (см. рис. 9). Формирование рельефа названных структур определяется более интенсивным ростом водорослей в верхней части построек, где для этого существуют самые благоприятные условия, в частности лучшая освещенность. Поэтому толщина строматолитовых слоев достигает здесь максимальной величины, а к краю постройки постепенно сокращается. К. Геблайн указывает также на следы абразии боковой поверхности строматолитов подводными течениями, которая может приводить к разрушению нескольких микрослоев. Однако интенсивность этого процесса в сублиторальной зоне значительно ниже, чем на литорали.

Направление подводных (в первую очередь приливно-отливных) течений вызывает удлинение, иногда пятнадцатикратное, куполов и желваков, в целом перпендикулярное береговой линии (Gebelein, 1969). Изменения скорости течения и интенсивности осадконакопления определяют четкую зональность сублиторальных строматолитов Бермудских островов (см. рис. 9). Существование водорослевых дерновинок возможно, по данным К.Геблайна, лишь при скоростях течения, меньших 15-20 см/сек, а высокорельефных структур - при скоростях, меньших 11 см/сек. Близкая картина наблюдается также в сублиторальных зонах Флоридского залива и о. Андрос (Monty, 1967), где пластовые строматолиты приурочены к гидродинамически подвижным участкам, а куполовидные - к затишным частям бассейна. К.Геблайн показал, что при интенсивном осадконакоплении образуются куполовидные постройки, а при замедленном желваковые. Последние получаются в результате многократного нарастания водорослевых слоев, начинающихся с одного уровня, что возможно только при стабильном положении уровня дна. При скоростях течения менее 1 см/сек вновь появляются плоские водорослевые дерновинки, которые отличаются от ранее указанных большей толщиной слоев.

При сравнении зональности литоральных и сублиторальных строматолитов (см. рис. 9) бросается в глаза их внешнее подобие, выражающееся в смене пластовых форм высокорельефными в зависимости от экологических факторов. Однако, если в приливно-отливной зоне эта смена связана с возрастанием энергии механического воздействия, то на сублиторали, напротив, она вызывается уменьшением гидродинамической активности. Это существенное различие, не привлекавшее еще внимания исследователей, необходимо учитывать при интерпретации случаев перехода пластовых строматолитов в столбчатые в вертикальном разрезе ископаемых биогермов.

Тот факт, что все морфологические разновидности бермудских строматолитов образованы одним и тем же симбиозом синезеленых водорослей, убедительно показывает, что форма построек контролируется преимущественно экологическими факторами. Другими словами, данное сообщество (или вид водоросли) формирует в зависимости от внешних условий различные по морфологии постройки. С другой стороны, разные водоросли в близких условиях могут образовывать строматолиты сходной формы. Эти выводы подтверждаются данными и по другим районам (Monty, 1965, 1967; Hoffman, Logan, Gebelein, 1969; и др.). В то же время показанная способность водорослей самостоятельно формировать рельеф построек позволяет предполагать возможность появления морфологических различий у строматолитов, созданных их разными симбиозами. Такие различия просто не успевают проявиться за короткое время формирования возвышающихся над дном частей современных строматолитов.

ПРЕДЕЛЫ ПРИМЕНЕНИЯ АКТУАЛИСТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Для ряда исследователей строматоли́тов (Кордэ, 1954, 1961; Rezak, 1957; Ginsburg, 1960; Logan, Resak, Ginsburg, 1964; и др.) характерна абсолютизация закономерностей, выявленных при изучении современного материала и прямое перенесение их на ископаемые формы. При этом из всего многообразия актуалистических данных берутся лишь некоторые, наиболее характерные для строматолитов в настоящее время и считающиеся поэтому свойственными им вообще. Сама постановка вопроса о возможных различиях между древними и современными водорослевыми структурами, таким образом, автоматически исключается, а все их сравнение сводится к поиску внешних аналогий.

Однако установление генетического сходства сравниваемых объектов – не главное в методе актуализма. Методически наиболее верным является объективное изучение ископаемого материала с последующим анализом черт сходства и различий между ним и ныне формирующимися образованиями (Шатский и др., 1951; Шанцер, 1970). Применение актуалистических данных к ископаемым строматолитам оправдано только после тшательного обоснования допустимости и пределов их использования для каждого конкретного объекта с учетом различий между ним и сходными современными образованиями (Маслов, 1960; Королюк, Сидоров, 1965; и др.).

Выявление специфики древних строматолитов сейчас приобретает особую остроту, так как становится все более и более очевидной внутренняя неоднородность их современных аналогов. Достаточно вспомнить о трех способах образования современных водорослевых структур или о существенных различиях между литоральными и сублиторальными строматолитами. Отсюда ясно, что экстраполяция актуалистических данных на древние строматолиты возможна не раньше, чем будет установлено, каким способом и в каких условиях они формировались. Важность этих вопросов усугубляется тем, что при их решении наиболее ярко проявляется униформистский подход к ископаемым строматолитам.

Роль водорослей

в образовании древних строматолитов

После изучения М. Блэком (Black, 1933) современных строматолитов Багамских островов широко распространилось мнение, что все сходные образования других элох, включая докембрий/или их подавляющее большинство были
сформированы в результате пассивного улавливания осадочного материала водорослевыми дерновинками. Рещающим доводом в пользу такой точки эрения считается доминирующее развитие этого процесса в современных литоральных и сублиторальных морских условиях. Возможность выделения СаСО3 морскими синезелеными водорослями с образованием фитогенных построек была установлена
лишь сравнительно недавно (Monty, 1967), причем только в пределах супралиторальной зоны.

Нет сомнений, что среди ископаемых строматолитов имеются постройки, образованные как путем закрепления осадка, так и в результате улавливания и связывания разнородных минеральных частиц. К первым, вероятно, можно отнести описанные И.К. Королюк (1959) пластовые строматолиты со слоистостью, промежуточной между типично биогенной и нормально-осадочной. Такое же происхождение, по-видимому, имеют нечеткие органогенно-осадочные структуры в третичных молассах Баварии (Clarke, Teichert, 1946).

Примером построек, сформированных за счет улавливания обломочных и хемогенных частип, могут, в частности, служить юрские строматолиты Польши (Szu) czewski, 1963, 1968). В просмотренных мною шлифах видно, что главным компонентом этих строматолитов являются раковинный детрит, представленный, по данным М. Шульчевского, обломками пелеципод, фораминифер и морских ежей, а также зерна кварца и реже глауконита. Мелкие скелетные обломки переполняют современные строматолиты этого типа, в том числе сформированные в пределах сильно осолоненных зон, где органический мир представлен практически одними водорослями (Logan, 1961). Исходя из этого присутствие в постройке значительного количества органогенного детрита, по-видимому, можно рассматривать как один из основных признаков фанерозойских строматолитов такого происхождения. В близких им по генезису формах из протерозоя Канады (Hoffman, 1967) микрослои состоят из перекристаллизованных оолитов и онколитов, плоских слоистых обломков, пеллет, а также карбонатных кристаллов неясной природы. Характерно, что химический состав этих компонентов различен: часть из них сложена кальцитом, другая – доломитом.

По мнению Р. Гинзбурга и Б. Логана (см. Logan, 1961), присутствие в строматолите зерен кварца свидетельствует об обломочном происхождении и всего остального минерального вещества. Однако факты показывают, что этот категорический вывод лишен серьезного основания. В частности, известны ископаемые карбонатные строматолиты, которые заключены в синхронных им кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаниках, подчас полностью лишенных примеси карбонатного вещества (Комар, 1966; Семихатов, Комар, Серебряков, 1970). Прослеживание отдельных слойков с терригенным материалом в постройках, а также переходных мостиков между столбиками внутри песчаников доказывает одновременность образования строматолитов и накопления песков. Такие строматолиты из юдомской свиты юго-восточной Сибири, по нашим данным (Семихатов, Комар, Серебряков, 1970), содержат лишь незначительное (10-15%) количество терригенных обломочных зерен, причем меньшей размерности, чем во вмещающей породе. Карбонатное вещество построек в данном случае не может иметь ни обломочного, ни химического происхождения и его надо полностью отнести за счет жизнедеятельности водорослей. Если бы строматолиты формировались путем пассивного улавливания и связывания осадочного материала, было бы логичным ожидать появления структур, нацело состоящих из зерен кварца. В литературе имеются указания на подобные "кварцевые" строматолиты (Davis, 1968).

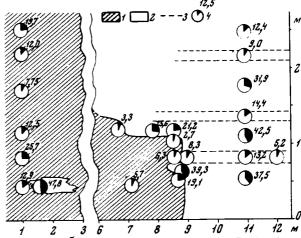
Присутствие нормальных строматолитов в морских бескарбонатных песчаниках свидетельствует о возможности выделения водорослями значительных масс карбонатного вещества в подобных условиях — явление, не характерное для современной эпохи. Приведенные факты доказывают также ведущую роль указанного процесса в образовании по крайней мере некоторых древних строматолитов.

В подтверждение этого положения можно привести также результаты сравнения вешественного состава строматолитовых биогермов и заключающих их смешанных известково-доломитовых пород (Серебряков, 1968). На примере нерюенской и игниканской свит пограничных горизонтов среднего и верхнего рифея Учуро-Майского района было показано, что химически осажденный кальцит и привнесенное доломитовое вещество разбавлялись в строматолитах обеих свит СаСО3, осажденным водорослями, по-видимому, физиологическим путем. Это привело к тому, что процент доломитности фитогенных пород в среднем вдвое ниже, чем у вмещающих их образований: соответственно 26,7 и 12,3% против 45,5 и 24,1% (рис. 10 и 11, Б,Г). Кроме того, в биогермах нарушена характерная для вмещающих пород корреляционная зависимость между содержанием МНО и R₂O₃, с одной стороны, и МНО + R₂O₃ и доломитностью, с другой (см. рис. 11). Карбонатный состав строматолитовых пород отличается выдержанностью по всему разрезу биогерма, тогда как состав вмещающих отложений подвержен резким колебаниям (рис. 12).

Таким образом, изученные биогермы вырисовываются как специфические зоны осадконакопления, особенности которых трудно объяснить локальным сокращением привноса магнезиальных соединений в стадию седиментогенеза или выносом доломита в стадию диагенеза. По-видимому, отмеченная специфика связана с карбонатоосаждающей ролью водорослей — строматолитообразователей.

Рис. 10. Соотношение CaCO_{3 и CaMg (CO₃)₂ в породах биогерма Baicalia maica и вмещающей толщи. Игниканская свита, р. Мая (по Серебрякову, 1968)}

 биогерм;
 вмещающие породы;
 границы слоев;
 процент доломитности



Еще более разительные отличия в карбонатном составе строматолитов и содержащих их отложений установлены для ятулия Карелии (Бутин, 1966) и некоторых биогермов рифея Хараулахского выступа (Крылов и др., 1971). К сожалению, в этих публикациях отсутствует петрографическая характеристика пород, поэтому природа отмеченных различий в их составе остается неясной и допускает самые различные толкования.

Большой интерес представляют случаи чередования в протерозойских строматолитах тонких слоев, различающихся не только по структуре, но и по относительному содержанию карбонатов магния и кальция (Trompette, 1969; Gebelein, Hoffman, 1971). Наиболее подробно такие случаи разобраны К. Геблайном и П. Гоффманом. Данные изучения механизма, регулирующего послойные вариации Mg/Ca отношений в современных строматолитах, а также текстурноструктурные аналогии позволили им связать такое чередование в ископаемых постройках с биологической активностью водорослей - строматолитообразователей (Gebelein, Hoffman, 1971).

Наконец, следует отметить, что спектрохимическое изучение соотношения марганца и железа в докембрийских онколитах, строматолитах и вмещающих их породах (Драгунов, Катченков, 1969) показало повышенное содержание марганца в фитогенных образованиях. По мнению авторов, это явление объясняется жизнедеятельностью организмов, породивших фитолиты.

Приведенные факты позволяют мне вслед за многими другими исследователями (Маслов, 1960, 1961; Королюк, 1960, 1963; Вологдин, 1962; Кры-лов, 1963; Комар, 1966; и др.) считать, что значительная часть ископаемых строматолитов сформировалась в результате процесса карбонатонакопления, названного В.П. Масловым (1961) "смешанным", или "строматолитовым". Этот процесс складывается из одновременно или периодически протекавших процессов фитогенной (биохимической и физиологической) садки карбонатов и улавливания химически осажденных и обломочных частиц. Конечно, относительное значение этих процессов варьировало в самых широких пределах. И все же можно вполне уверенно говорить о ведушей роли фитогенных карбонатов в строении большинства рифейских строматолитов.

В противовес мнению В.П. Маслова (1961), который считал основным среди фитогенных биохимический процесс, необходимо подчеркнуть важное и, вероятно, решающее значение физиологического способа выделения карбонатов. Напомним, что как континентальные (Pia. 1933; Kann, 1933; др.), так и морские супралиторальные (Monty, 1967) современные постройки, образованные в результате карбонатной инкрустации водорослевых колоний, обязаны своим про-

В узком понимании этого термина (см. стр. 30).

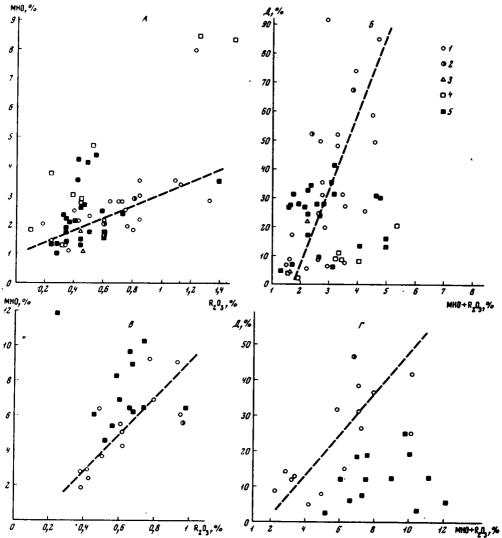


Рис. 11. Характер соотношения между содержанием МНО и $R_{2}O_{3}$ (A,B) и между доломитностью и МНО + $R_{2}O_{3}$ (Б,Г) в породах строматолитовых биогермов и вмещающих толщ из неркоенской (средняя подсвита; A,Б) и игни-канской (В,Г) свит лахандинской серии (по Серебрякову, 1968)

1-3 - нестроматолитовые породы: 1 - из вмещающей тольци, 2 - из линз внутри биогерма, 3 - из межстолбикового пространства; 4 - собственно строматолиты; - 5 - строматолиты вместе с породами межстолбикового пространства. Корреляционные прямые построены только по анализам пород вмещающей тольци

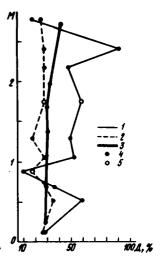
исхождением скорее всего физиологическому процессу, совсем необязательно приводящему к появлению фиксированных чехлов вокруг водорослей. В приведенных примерах по ископаемым строматолитам четко проявляются качественные отличия результатов биологических и химических процессов в их образовании. Эти отличия можно объяснить, только признав ведущую роль физиологического процесса, так как биохимический процесс карбонатоосаждения тесно связан с химическим и по существу выражается лишь в количественной его интенсификации. Допуская не только возможность, но и широкое развитие в древ-

Рис. 12. Характер изменения доломитности (Д) по разрезу разнородных синхронных пород в биогерме с Baicalia lacera. Нервоенская свита, средняя подсвита, р. Мая (по Серебрякову, 1968)

1 - во вмещающей толще; 2, 3 - в биогерме: 2 - в 20-50 см от края, 3 - в 5 м от края; 4 - единичные анализы; 5 - среднее из нескольких анализов

них морях фитогенной садки карбонатного вещества, естественно предположить также более высокую, чем в настоящее время, способность шианофицей к его физиологическому выделению. По-видимому, последнее могло происходить как в форме кальшита или арагонита, так и магнезиальных углекислых солей.

Чрезвычайно трудно установить относительную роль биогенного, хемогенного и кластогенного материала в строении ископаемых строматолитов. Из абио-



генных компонентов в них уверенно распознаются лишь некарбонатные обломочные зерна. Между их содержанием в водорослевых образованиях и вмещающем осадке нет определенной зависимости (Крылов, 1963; Серебряков, 1968; Семихатов, Комар, Серебряков, 1970). Терригенный материал распределяется внутри построек крайне неравномерно. В отдельных участках его количество выше, чем в синхронных абиогенных породах. Это связано, вероятно, как со сложным рельефом структур, благоприятным для локального захоронения механического осадка, так и со способностью водорослевых дерновинок задерживать попавшие в них обломочные зерна. Однако в целом количество кластогенного материала в строматолитах много ниже, чем во вмещающих отложениях (Семихатов, Комар, Серебряков, 1970). Оно незначительно даже в тех случаях, когда обломочные зерна существенно обогащают или полностью слагают абиогенные породы вокруг столбиков.

Мелкие карбонатные обломочные и хемогенные частицы в структуре фитогенных образований не могут быть достоверно распознаны за исключением единичных случаев (Маслов, 1960; Семихатов, Комар, Серебряков, 1970). Тем
не менее нет оснований считать, что их поведение значительно отличается от
поведения обломков другого состава. Иными словами, содержание этих частиц
в строматолите, по-видимому, также несравненно ниже, чем было бы при отсутствии фитогенного выделения карбонатного вещества. Таким образом, можно говорить, с одной стороны, об определенной автономии фитогенных образований по отношению к осадконакоплению в смежных участках, а с другой, вслед
за И.К. Королюк (1963) и другими - о заметном и, по всей вероятности, велушем значении биогенного карбоната в сложении большинства древних строматолитов.

Приведенные факты показывают, что среди ископаемых строматолитов известны как формы, образованные наиболее характерным для современной эпоки путем пассивного связывания абиогенного материала, так и структуры, сформированные в результате "смешанного процесса карбонатонакопления", главную
роль в котором играло выделение карбонатного вещества водорослями. Значение строматолитов второго типа, очевидно, возрастает при движении в глубь
геологической истории, и в докембрии к нему относится подавляющее большинство фитогенных построек. По мнению И.К. Королюк (1963), роль механического осадка в строении характерных рифейских строматолитов приближается
к нулю. Хотя нельзя полностью согласиться с этим утверждением, оно правильно выражает общую тенденцию изменения во времени преобладающего способа образования карбонатных водорослевых структур.

Место строматолитов в современных и древних бассейнах

Среди западных исследователей (Black, 1933; Rezak, 1957; Logan, 1961; Logan, Rezak, Ginsburg, 1964; и др.) господствует представление о том, что все ископаемые строматолиты или большинство из них сформированы на литорали. Пожалуй, наиболее категорично эту мысль сформулировал Р. Резак, который писал: "я не могу представить себе иного процесса, кроме периодического пребывания в субаэральных условиях, который привел бы к образованию головоподобных структур, сходных со строматолитами" (Rezak, 1957, стр. 146). Впрочем в той же работе Р. Резак допускал сублиторальное происхождение строматолитов типа Conophyton. Появление фактов, противоречаших мнению об литоральной приуроченности ископаемых строматолитов (Playford, Cockbain, 1969; Trompette, 1969; Walter, 1970), пока не повлекло за собой пересмотра устоявщегося стереотипа. Подтверждением этому может служить недавняя попытка использовать высоту строматолитов для определения амплитуды приливно-отливных движений в геологическом прошлом (Cloud, 1968).

Широким кругом геологов фитогенные образования часто рассматриваются даже как индикаторы ископаемой приливно-отливной зоны. Один из характерных примеров такого подхода – статья американского палеонтолога Кристины Лоч-мэн-Болк (Lochman-Balk, 1970). В ней приводится серия интересных палео-географических реконструкций североамериканского мидконтинента для среднего и позднего кембрия, одна из которых изображена на рис. 13. Автор выделяет в бассейне три пояса, последовательно сменяющихся при удалении от суши: литораль, сублитораль и поле развития строматолитов. Априорно принимая литоральную или даже супралиторальную приуроченность последних, К.Лочмэн-Болк вынуждена считать фитогенные образования барьерным рифом, ограничивавшим с внешней стороны сублиторальные лагуны.

Хотя в статье интересующие нас вопросы специально не рассматриваются и, следовательно, не обосновываются, содержащиеся в ней факты позволяют усомниться в правомерности такой трактовки. Действительно, ширина полосы развития фитогенных построек эдесь обычно составляет 100-200 км, достигая иногда 600 км (Lochman-Balk, 1970, стр. 3210). Строматолиты нигде не перемежаются с образованиями приливно-отливной зоны, а напротив, часто ассоциируют с осадками сублиторали. Среди этих осадков преобладают известковые пески и илы, фекальные пеллеты, оолиты, органогенный детрит. Характер отложений в сочетании с богатыми биоценозами стеногалиных организмов (трилобиты, брахиоподы, иглокожие и т.д.) приводит К. Лочмэн-Болк к выводу, что сублиторальная область глубиной в 3-100 м характеризовалась нормальной соленостью, высокой подвижностью вод, хорошей аэрацией и инсоляцией. Другими словами, здесь отсутствуют очевидные признаки лагунных условий. Напомню, наконец, данные по современным строматолитам, показывающие, что их постройки легко подвергаются механическому разрушению, поэтому их трудно представить в качестве волноломов. Уместно напомнить, что еще в 1960 г. В.П. Маслов предостерегал от оценки строматолитов как "рифовой фации", показав, к каким странным результатам это приводит при палеогеографических построениях (Маслов, 1960, стр. 127-128). И все же как в статье К.Лочмэн-Болк, так и во многих других публикациях приуроченность строматолитов к литорали принимается как факт, уже не требующий какого-либо специального обоснования.

В большинстве советских работ отсутствуют конкретные указания на место строматолитов в древних бассейнах. Фитогенные постройки единодушно рассматриваются как образования "крайнего мелководья", хотя трактовка этого расплывчатого термина, по-видимому, неоднозначна. Так, В.П. Маслов понимал под мелководьем, вероятно, только сублиторальную зону. Это вытекает из его замечания о необычности для большинства строматолитов обстановки на Багамской Банке и об уникальности "бисквитов", описанных Д. Маусоном "в при-

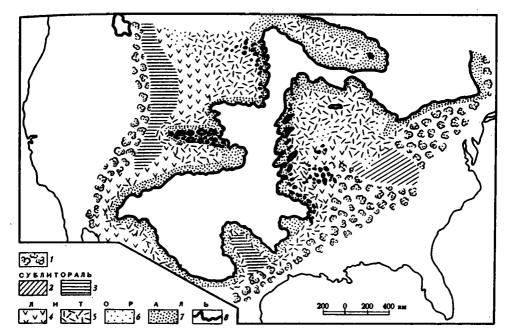


Рис. 13. Палеогеографическая обстановка на территории мидконтинента Ссверной Америки во время максимума среднедресбачской трансгрессии, зона Crepicephalus – поздний кембрий (по Lochman-Balk, 1970, фиг. 2, упрощено)

1 - супралиторальные или литоральные строматолитовые рифы; 2 - сублитораль-алевриты и глинистые илы; 3 - сублиторальная лагуна - преобладающие карбонаты; 4-6 - литоральная равнина: 4 - карбонатные и глинистые илы, 5 - литотип глинистых илов, 6 - песчаный литотип; 7 - пляжевые пески; 8 - береговая линия

брежных лужах Австралии" (Маслов, 1960, стр. 28). В цитируемой работе приводятся, впрочем без строгих доказательств, конкретные значения глубин образования ордовикских строматолитов Сибири: от 0 до 10-20 м (там же, стр. 137) и 5-10, но не более 20 м (там же, стр. 141). В то же время И.Н. Крылов (1963) и многие другие, говоря о мелководных условиях, ссылаются на данные как по литоральным, так и сублиторальным образованиям.

Крупные различия, существующие между современными водорослевыми постройками двух названных зон, заставляют специально остановиться на вопросе о вероятном положении строматолитов в пределах древних бассейнов.

Многочисленные доводы сторонников взглядов о литоральных условиях формирования строматолитов могут быть сведены к следующим шести аргументам:

1) преимущественная приуроченность современных строматолитов к приливноотливной зоне; 2) резкое сокрашение количества синезеленых водорослей ниже уровня отлива в современных морях; 3) обычная ассоциация водорослевых построек с плоскогалечными конгломератами; 4) признаки осушения (трешины усывания) в строматолитовых толшах; 5) морфологическое сходство современных литоральных и древних строматолитов; 6) сходная горизонтальная и вертикальная зональность морфологических типов построек. Как будет показано ниже, большинство из этих аргументов не может служить доказательством формирования фитогенных построек в литоральной обстановке.

Значение первого и по всей видимости основного из перечисленных доводов сильно снизилось после открытия во Флоридском заливе (Ginsburg, 1955, 1960), а затем в ряде других районов современных сублиторальных строматолитов (Monty, 1965; Gebelein, 1969; Hoffman, Logan, Gebelein, 1969). Эти сублиторальные образования, как говорилось ранее, формируются в результате жизнедеятельности очень малочисленных по видовому составу, но экологически устойчивых комплексов синезеленых водорослей. Одновременно оказалось, что плоскогалечные конгломераты, состоящие из обломков строматолитовых слоев, в одинаковой мере характерны как для литоральных, так и для сублиторальных сравнительно глубоководных (до 9 м) строматолитовых фаций (Gebelein, 1969). "Следовательно, водорослевые плоскогалечные конгломераты могут характеризовать не только условия мелководных участков с турбулентным движением вод или приливно-отливную зону" (там же, стр. 56). По мнению К.Геблайна, только трещины усыхания в строматолитах однозначно указывают на их образование в приливно-отливной обстановке.

Трещины усыхания часто упоминаются при описании разновозрастных строматолитовых толщ (Rezak, 1957; Крылов, 1963; и др.). Однако большинство этих указаний относится не к самим фитогенным постройкам или одновозрастным им породам, а к отложениям, разделяющим (обычно подстилающим) строматолитовые горизонты. В частности, именно так обстоит дело в серии Белт (Rezak, 1957), водорослевые образования которой рассматриваются как классический пример докембрийских литоральных строматолитов. Напомню, кстати, что образование трешин усыхания не только характернейший признак современных строматолитов литорали, но и один из факторов, определяющих их морфологию. Показано (Black, 1933; Kendall, Skipwith, 1968; и др.), что тонкие карбонатные илы, слагающие постройки, при выходе на дневную поверхность легко высушиваются с образованием четких трещин.

Вполне очевидно, что ископаемые литоральные строматолиты были подвержены растрескиванию в неменьшей степени, чем современные. Между тем указания на трешины усыхания в древних фитогенных постройках исчисляются единицами (Маслов, 1960; Махлаев, 1966; Hoffman, 1967; Cloud, 1968). Среди изученных мною рифейских строматолитов Сибири следы усыхания несут лишь некоторые пластовые образования базальных горизонтов кютингдинской свиты (нижний рифей Оленекского поднятия).

Часто подчеркивается морфологическое сходство современных литоральных и ископаемых пластовых и куполовидных фитогенных построек (Rezak, 1957; Ginsburg, 1960; Logan, Rezak, Ginsburg, 1964; и др.). Но такую же форму имеют и многие сублиторальные строматолиты (Monty, 1967; Gebelein, 1969). Высказано также мнение (Hoffman, Logan, Gebelein, 1969), что единственными современными аналогами древних столбчатых строматолитов являются литоральные образования залива Шарк. С этим выводом трудно согласиться. Форма австралийских фитогенных построек обусловлена механическими причинами, главным образом эрозией, которая развивается в расчленяющих структуры приливно-отливных каналах (см. рис. 7). В отличие от этого морфология древних столбчатых строматолитов формируется, как будет показано ниже, практически без участия эрозионных процессов. Следовательно, имеющаяся здесь аналогия чисто внешняя. Что касается морфологической зональности современных строматолитов (см. рис. 9), вызываемой изменениями экологических условий, то она однотипна как у литоральных, так и у сублиторальных образований. Само по себе ее наличие не может служить признаком той или иной зоны.

Вышесказанное показывает неубедительность большинства аргументов, приводимых для доказательства литоральных условий образования ископаемых строматолитов. Исключение составляет лишь наличие трещин усыхания, если они развиты непосредственно в строматолитах или в одновозрастных им вмещающих породах. В то же время ряд фактов позволяет думать, что значительная масса древних фитогенных построек и в первую очередь столбчатые строматолиты сформировались в пределах сублиторали или даже в более глубоководных частях древних водоемов.

Реконструкция положения строматолитов в некоторых разновозрастных бассейнах прошлого показывает (Маслов, 1960; Махлаев, 1964, 1966; Осипо-

ва, Бельская, 1967; Семихатов, Комар, Серебряков, 1970; Lochman—Balk, 1970; и др.), что поле развития строматолитов обычно отделяется от суши полосой морских терригенных, терригенно-карбонатных или онколитовых пород (см. рис. 13). Далее при движении от берега их сменяют хемогенные отложения 1. Аналогичная картина наблюдается в мелких осадочных ритмах, заключающих строматолиты. В трансгрессивных ритмах микрофитолитовые и строматолитовые породы предшествуют хемогенным карбонатам, сами же подстилаются терригенными отложениями или обломочными известняками и доломитами (Журавлева, 1966; Королюк, 1966; Szulczewski, 1968; Серебряков, 1971; см. также главу 3, рис. 49, 51-54). Наконец, на примере девонских строматолитов на глубинах не менее 45 м (Playford, Cockbain, 1969).

Ископаемые строматолиты по ряду признаков ближе к современным сублиторальным, чем к литоральным образованиям. К числу таких признаков относится выдержанность структурно-текстурных особенностей (микроструктуры) древних строматолитов в пределах биогермов (Комар, 1966; Комар, Семихатов, 1968; и др.). Она практически не зависит от прижизненной высоты биогерма, т.е. идентичные микроструктуры могли формироваться одновременно на различных (с перепадом в 1-2 м) глубинах. В пределах современной литорали даже меньшие по высоте постройки образуются в результате жизнедеятельности нескольких, сменяющихся по вертикали симбиозов цианофицей, каждый из которых продуцирует собственную микроструктуру (lioffman, Logan, Gebelein, 1969). В то же время в сублиторальных условиях как комплексы водорослей-строматолитообразователей, так и микроструктуры выдержаны в значительном (до 6 м) диапазоне глубин (Gebelein, 1969; lioffman, Logan, Gebelein, 1969).

Общензвестно (Махлаев, 19586; Маслов, 1960; Королюк, 1960; Крылов, 1963; и др.; см. также часть II, главу 2), что слои древних строматолитов и соответственно водорослевые дерновинки, результатом жизнедеятельности которых они являются, обычно достигали по краям постройки уровня дна (см. рис. 45). На современной литорали активные водорослевые дерновинки развиваются только в верхней части высокорельефных структур (Logan, 1961; и др., см., рис. 7 и 9). В промежутках между последними они уничтожены волновой абразией или подавлены грубым обломочным материалом и остающимися после осущения водами. Напротив, в пределах сублиторали микрослои куполовидных и желваковых построек начинаются и заканчиваются на уровне дна (Gebelein, 1969; см. рис. 9).

Нередко в основании и кровле рифейских биогермов столбчатых строматолитов наблюдаются пластовые структуры (Крылов, 1967; Серебряков, 1971; и
др.). В то же время породы, подстилающие и перекрывающие фитогенное тело,
часто различны (например, обломочные карбонаты в основании и хемогенные –
в кровле). Судя по этому, различными были и условия формирования базальных и верхних пластовых строматолитов. Близкая картина описана на современной сублиторали Бермудских островов (Gebelein, 1969; см. рис. 9). В пределах приливно-отливной зоны подобное явление неизвестно.

Сумма приведенных фактов позволяет думать, что большинство ископаемых и в первую очередь докембрийских строматолитов было сформировано в сублиторальной или сходной с ней обстановке. Хотя литоральные фитогенные постройки известны уже из дорифейских отложений (Hoffman, 1967; Cloud, 1968), они, по-видимому, составляют лишь очень незначительную часть древних стро-

¹ Детальные литолого-палеоэкологические исследования в Ферганском заливе палеогенового моря (Геккер, Осипова, Бельская, 1962) выявили приуроченность части строматолитов к литоральному комплексу отложений. Однако следует учитывать допушение авторов о том, что "литоральная зона распространялась до глубины около 5 м" (там же, стр. 124).

матолитов и особенно их столбчатых представителей. По мнению П. Клауда (см. Rezak, 1957), сублиторальная обстановка наиболее благоприятна для развития водорослевых образований. Объясняя приуроченность строматолитов к менее благоприятным условиям литорали, П. Клауд предполагал (там же, стр. 146), что "они были вытеснены из океана в результате конкуренции с лучше адаптированными формами". В подобной формулировке это объяснение не может быть принято, так как адаптивные способности синезеленых водорослей, как чрезвычайно низко организованных растений, находятся почти вне конкуренции. В то же время уничтожение водорослей более высокоразвитыми организмами, а также разрушающее воздействие последних на фитогенные постройки можно считать доказанным (Ginsburg, 1960; Hoffman, Logan, Gebelein, 1969; Garrett, Поэтому отсутствие таких организмов - одно из главнейших условий, определяющих возможность развития строматолитов. В настоящее время оно соблюдается преимущественно в сильно осолоненных бассейнах, а также на литорали. Широкое развитие строящих строматолиты комплексов цианофицей в этих мало благоприятных для других организмов условиях и отражает, в частности, их высокую способность к приспособлению.

Данные о фациальной приуроченности строматолитов в разные эпохи геологической истории подтверждают высказанные соображения. В докембрии, когда синезеленые водоросли (наряду с бактериями) являлись главными представителями органического мира, фитогенные постройки были широко распространены как в известняковых, так и в доломитовых морских фациях. В палеозое, как известно, общее количество строматолитов резко сокращается. Не исключено, что это связано с массовым развитием высокоорганизованной скелетной фауны. Сублиторальные строматолиты в это время формируются обычно в эонах с ненормальной соленостью, где другие организмы или крайне редки, или же представлены немногочисленными эвригалиными формами (Маслов, 1960; Махлаев, 1966; Осипова, Бельская, 1967; и др.). Иногда приуроченность водорослевых образований к осолоненным или опресненным бассейнам рассматривается как характерная "особенность" строматолитов (Крылов, 1963, 1966б), что в свете данных по современным формам не может быть принято. В.Г. Махлаев (1966, стр. 170) прямо указывает, что, по его мнению, подобное положение строматолитов связано с вытеснением их из более благоприятных зон бассейна другими организмами.

Приведенные факты показывают, что значительная, а в докембрии, вероятно, подавляющая часть ископаемых строматолитов сформировалась в пределах сублиторальной зоны в результате совместного действия различных процессов, главную роль среди которых играло фитогенное выделение карбонатов водорослями. Таким образом, мы приходим к выводу, что большинство древних строматолитов не имеет прямых современных аналогов, так как отмеченное выше сочетание обстановки и механизма их образования в настоящее время неизвестно. Действительно, ныне формирующиеся морские сублиторальные формы являются продуктом пассивного улавливания и связывания механического осадка, тогда как строматолиты, образованные путем карбонатной инкрустации водорослевых колоний, развиты только в пресноводных бассейнах и на супралиторали. Следовательно, далеко не все особенности современных строматолитов должны быть присущи ископаемым формам. Очевидно при восстановлении условий формирования последних в наибольшей мере могут помочь данные по сублиторальным постройкам, а при объяснении механизма образования строматолитов - по континентальным и супралиторальным.

Но наиболее уверенно можно использовать те закономерности, которые так или иначе проявляются во всех типах современных фитогенных образований и, по-видимому, характерны для строматолитов вообще. Первая из таких закономерностей – зависимость текстурно-структурных особенностей строматолитов от систематического состава водорослей. Она позволяет сделать допушение, что ископаемые постройки, имеющие одинаковую микроструктуру, созданы одним сообществом (или видом) водорослей. Вторая из общих закономерностей – пла-

стичность морфологии строматолитов под воздействием экологических факторов. $y_{\text{читывая}}$ ее, надо, однако, иметь в виду невозможность прямого сопоставления формы современных и древних фитогенных построек.

Действительно, для современных водорослевых образований описываются лишь их части, возвышающиеся над дном и возникшие за очень короткое время, часто всего за несколько десятков дней (Monty, 1967; Kendall, Skipwith, 1968; Gebelein, 1969; и др.). Напротив, изучаемая нами форма древних столбчатых строматолитов "сложилась" в результате длительного, последовательного и унаследованного нарастания слоев, одновременного с накоплением вмещающих осадков, и вне этих осадков не существует. Реконструкции строматолитовых "банок" (Вологдин, 1962, рис. 2, 28, 32 и т.д.), сделанные без учета этого обстоятельства, представляются мне ошибочными. Недостаточно учитывается значение осадконакопления и в интересной работе Г. Гофманна "Признаки строматолитов" (Побтапп, 1969). Хотя автор вводит специальное обозначение для скорости накопления осадков между столбиками (ΔS) и отмечает влияние этого фактора на степень облекания слоев и характер боковой поверхности колонок, в математических моделях роста строматолитов он его не рассматривает.

Нетрудно видеть, что в каждый отдельный момент форма находящихся над дном частей даже морфологически наиболее сложных древних строматолитов была довольно простой (см. рис. 70). Это одиночные или соединенные купола различной степени выпуклости или конусы у конофитонов. Из таких элементарных морфологических "блоков" в толше засыпающего их осадка постепенно "складывались" причудливые образования с присущими им ветвистостью, характером бокового ограничения, формой столбиков и т.д. Естественно, что строматолиты, возникшие описанным путем, нельзя сравнивать с современными булатовидными структурами, как это иногда делается. Сопоставляться могут лишь выступающие над дном части современных и древних водорослевых построек или, иначе говоря, "прижизненная" форма строматолитов.

На обширном эмпирическом материале установлено (Келлер и др., 1960; Королюк и др., 1962; Семихатов, 1962; Крылов, 1963; Комар и др., 1964; и др.) изменение во времени ряда морфологических признаков докембрийских строматолитов. Отдельные исключения (Крылов, 1966a; Hofmann, 1969; и др.) усложняют, но не опровергают эту общую закономерность. Отмеченные изменения признаков, по-видимому, определялись биотическими факторами и обычно рассматриваются как результат эволюции водорослей - строматолитообразователей. Наряду с изменчивостью такого рода в настоящее время выявлены (Крылов, 1965, 1967; Шенфиль, 1965; Hoffman, 1967; Trompette, 1969; Ктідег, 1969; Серебряков, 1971; и др.) морфологические изменения построек в разных частях биогермов, связанные, как можно думать, с экологическими причинами (см. часть 11). Само собой разумеется, что для современных строматолитов может быть установлена только изменчивость этого второго типа (Logan, 1969; Logan, Rezak, Ginsburg, 1964; Gebelein, 1969; и др.). Однако отмечаемая многими исследователями (Logan, Rezak, Ginsburg, 1964; Monty, 1967; Gebelein, 1969; и др.) способность водорослей самостоятельно определять рельеф построек позволяет предполагать, что биотические факторы все же влияют на морфологию современных строматолитов. При этом наиболее интересны сублиторальные строматолиты, в формировании которых, как уже указывалось, механические факторы играют незначительную роль.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РИФЕЙСКИХ СТРОМАТОЛИТОВ СИБИРИ

Глава 1.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Имевшиеся к началу наших работ данные позволили наметить на Сибирской платформе и в ее обрамлении три основных участка, которые в наибольшей мере благоприятствовали решению поставленных задач. Это Учуро-Майский и Туруханский районы, а также западный склон Анабарского массива. Развитые здесь верхнедокембрийские отложения содержат богатые и разнообразные ассоциации фитогенных образований разных фитем рифея. Важной особенностью этих районов являются хорошая обнаженность, несомненная последовательность выделяемых литостратиграфических подразделений и относительно слабое развитие вторичных изменений пород. Ниже приводится краткое описание изученных разрезов рифейских отложений, палеонтологическое и радиологическое обоснование их возраста. Основное внимание уделяется карбонатным толщам, содержащим строматолиты.

Учуро-Майский район

Учуро-Майский район (включая территорию Западного Приверхоянья) занимает огромную плошадь в бассейнах правых притоков р. Алдан: Учура, Маи, Аллах-Юня, Ханды (Белой), Тыры и других (рис. 14). С юга на север он простирается более чем на 650 км, а его протяженность в широтном направлении превышает 750 км. Развитые здесь рифейские отложения, выходящие верхними горизонтами на свод Алданского щита, слагают затем два крупных структурных элемента юго-восточной Сибири: Учуро-Майскую плиту и Юдомо-Майский прогиб (Нужнов, Ярмолюк, 1959; Моралев, Ставцев, 1961; Нужнов, 1961 и др.). Границей между ними служит Нельканская зона кулисообразно подставляющих один другого глубинных разломов.

В пределах Учуро-Майской плиты выделяется ряд структур второго порядка. Крупнейшее из положительных структур - Омнинское поднятие - занимает междуречье Учура, Маи и Аима. К востоку от поднятия располагается обширная Майская впадина (бассейн среднего течения р. Маи), а к западу - серия более мелких прогибов, охватывающих бассейны рек Учура, Большого и Малого Аима (Нужнов, 1967). Эти прогибы удобно объединить под названием Учурской впадины. Рифейские отложения Учуро-Майской плиты образуют платформенный чехол, очень полого наклоненный к востоку и северу.

Юдомо-Майский прогиб представляет собой обособленную структурно-фациальную зону, отличающуюся от типичных платформенных участков величинами и градиентами мощностей, а в ряде случаев и фациальным обликом отложений. О тектонической природе прогиба нет единого мнения. Для поэднего дожембрия он рассматривается как миогеосинклиналь (Нужнов, Ярмолюк, 1959.

1963; Терентьев, 1964; Беэр, 1965; Нужнов, 1967), как зона перикратонных опусканий ("Карта...", 1962; Башарин, 1967), как платформенный прогиб (Ставцев, 1965) и, наконец, как авлакоген (Сулиди-Кондратьев, Коэлов, 1966). В современной структуре Юдомо-Майский прогиб представляет собой зону переходной складчатости. Серией крупных субмеридиональных разломов она разделена на кулисообразно расположенные блоки, которые ступенчато погружаются в восточном и северном направлениях. Движения по упомянутым разломам контролировали распределение мощностей и фаций рифейских отложений (Беэр, 1965; Константиновский, 1968; Семихатов, Комар, Серебряков, 19676, 1970; Комар и др., 1968).

Основы современного расчленения рифейских отложений Учуро-Майского района были заложены исследованиями Ю.К. Дзевановского (1943, 1946 и др.), В.А. Ярмолюка (1946, 1956 и др.) и других геологов В. Большую роль в детализации и уточнении стратиграфической схемы сыграли геологосъемочные работы Алданской экспедиции ВАГТа, частично обобщенные в сводке С.В. Нужнова (1967), а для северной части района – данные геологов Якутского геологического управления. Результатом исследований последних лет являются обоснование унифицированной стратиграфической схемы для всей территории района, включая Западное Приверхоянье (Воронов и др., 1966; Комар и др., 1970) и детальное изучение отложений юдомского комплекса (Семихатов, Комар, Серебряков, 1970).

В разрезе Учуро-Майского района обособляются палеонтологически и радиологически доказанные отложения всех четырех фитем рифея. Четкая цикличность
разреза позволяет расчленять его нижне-верхнерифейскую часть на пять осадочных серий (Комар и др., 1970), которые объединяют 11 свит. Отложения
терминального рифея (юдомская свита) залегают на подстилающих толщах с
географическим и стратиграфическим несогласием и образуют единую серию
осадков с породами нижнего кембрия. Эта серия иногда выделяется (Коршунов, Нужнов, Сысоев, 1968) под названием березовской.

Нижний рифей

Нижнерифейские отложения в пределах Учуро-Майского района имеют локальное распространение. Они известны лишь в двух изолированных участках:
в Учурской впадине и в ядре Горностахской антиклинали (бассейн р. Белой). Для
Учурской впадины описываются (Нужнов, 1967) краевые фации этих отложений на склонах Алданского шита и Омнинского поднятия, что позволяет говорить о первичной ограниченности плошади развития пород рассматриваемого
возраста. Многочисленные указания на более широкое распространение нижнего рифея в данном районе не подтвердились работами Вл.А. Комара, М.А. Семихатова, С.Н. Серебрякова и Б.Г. Воронова (1970). Нижнерифейские отложения объединены в учурскую серию (Нужнов, Ярмолюк, 1959) в составе двух
свит: гонамской и омахтинской.

Гонамская свита с угловым несогласием и конгломератами в основании залегает на разновозрастных дорифейских образованиях. В типовом разрезе (р. Учур ниже устья р. Бердякит) она сложена 170-метровой толшей красно-шветных кварцевых и полевошпат-кварцевых разнозернистых песчаников с редкими маломошными прослоями алевролитов, аргиллитов, доломитистых песчаников и доломитов. Мошность свиты убывает в сторону Алданского шита (до 30 м у переката "Чертов"). К востоку, по направлению к Омнинскому поднятию, увеличение мошности гонамских отложений (до 250-300 м) сопровождается появлением многочисленных прослоев конгломератов в нижней и средней частях

История изучения доюдомских отложений района подробно рассмотрена С.В. Нужновым (1967), юдомских - М.А. Семихатовым, Вл.А. Комаром и С.Н. Серебряковым (1970).

свиты и песчано-глинистых разностей пород - в верхней. В ядре Горностахской антиклинали с отложениями гонамской свиты по положению в разрезе сопоставляется толща светлых кристаллических доломитов с прослоями кварцитовидных песчаников и алевролитов видимой мощностью до 300 м (трехгорная свита по местной стратиграфической шкале). Изотопный возраст глауконита из гонамской свиты р. Учур составляет 1570 млн. лет¹.

Омахтинская свита связана с гонамской постепенным переходом. По р. Учур у устья р. Бердякит ее слагают красные, розовато-серые и серые существенно кварцевые песчаники и алевролиты, песчанистые, онколитовые и строматолитовые доломиты. Характерно частое (0,2-10 м) ритмичное переслаивание этих пород, наиболее четкое в нижних 150 м свиты (см. рис. 49). Выше по разрезу несколько возрастает относительная роль песчаников, а их розоватые разности сменяются сероцветными.

К омахтинской свите мною отнесена и вышележащая толща (120-150 м) карбонатно-терригенных пород, сходная с описанной как по составу и ритмичному строению, так и по палеонтологической характеристике. Эта толша была обособлена в 1947 г. Ю.К. Дзевановским и З.Г. Ушаковой как самостоятельная эннинская свита. В процессе среднемасштабной геологической съемки название "эннинская свита" было распространено на базальные терригенные отложения майской (керпыльской) серии, которая с региональным несогласием налегает на учурскую и аимчанскую серии нижнего и среднего рифея и на кристаллические породы фундамента (см. рис. 14). Сопоставлению верхов бердякитского разреза с нижней из свит керпыльской серии противоречат следующие факты: 1) существенные отличия состава и строения; 2) различный план изменения мошностей; 3) отсутствие признаков крупного перерыва внутри всего 360-метрового разреза между кровлей гонамской и подошвой юдомской свит.

Максимальная мощность омахтинской свиты в пределах Учурской впадины составляет 470-500 м. В сторону Алданского шита свита постепенно срезается отложениями юдомской, а в сторону Омнинского поднятия – тоттинской свит. В восточной части впадины в омахтинской свите возрастает роль серошветных пород и появляются хемогенные доломиты. По всему разрезу омахтинской свиты (s.l.) развиты микрофитолиты нижнерифейского комплекса (Журавлева, 1964; Нарожных, 1965), а также пластовые, желваковые и пластовостольные строматолиты, описываемые в составе групп Omachtenia и Stratifera (Нужнов, 1967). С.В. Нужновым (1967) указывается также Kussiella sp., а в верхних горизонтах свиты – единственная и неповторенная никем находка Baicalia prima (?) Semikh. Большинство омахтинских строматолитов имеет однотипную микроструктуру, описанную для Omachtenia omachtensis Nuzhn. (см. часть II, главу 3, а также Серебряков, 1971). Глауконит из средней части свиты с р. Аим имеет возраст 1400 млн. лет.

По р. Белой омахтинская свита (димская свита по местной шкале) сохраняет ритмичное строение. Однако средняя мощность ритмов увеличивается до 10 м и более, а мощность всей свиты до 1000-1200 м. Ритмы слагаются сероцветными кварцевыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и доломитами. Среди последних преобладают хемогенные и песчанистые разности. Строматолиты представлены типичными нижнерифейскими формами: Kussiella kussiensis (Masl.), Gongylina differensiata Kom. и Nucleella figurata Kom. (рис. 15)

Приведенные палеонтологические и радиологические данные не только доказывают нижнерифейский возраст учурской серии, но и позволяют думать, что она исчерпывает объем этой фитемы (Келлер, Семихатов, Чумаков, 1967).

¹Здесь и далее неоговоренные специально изотопные датировки отложений Учуро-Майского района приводятся по данным Г.А. Казакова и К.Г. Кнорре (Каzakov, Knorre, 1970).

Средний рифей

Среднерифейские отложения, к которым относятся породы аимчанской, керпыльской и нижней части (нерюенская свита) лахандинской серий (Комар и др.,
1970), широко развиты в пределах Учуро-Майского района. Они перекрывают
образования архейского, нижне-среднепротерозойского и нижнерифейского возраста. От последних они отделены значительным стратиграфическим, а местами
(р. Белая) и угловым несогласием. Средний рифей в рассматриваемом районе является периодом крупнейшей многофазной трансгрессии, которая в первую
свою стадию (аимчанское время) захватила весь Юдомо-Майский прогиб и восточную часть Учуро-Майской плиты, а во вторую (керпыльское время) распространилась на Омнинское поднятие и Учурскую впадину. Общий трансгрессивный ход развития территории прерывался в предкерпыльское и предлахандинское время этапами регрессии, четко выраженными только на Учуро-Майской
плите.

<u>Аимчанская серия</u> объединяет талынскую и светлинскую свиты. Она выходит на поверхность в северной (Горностахская антиклиналь, хр. Эбейке-Хаята, Кыллахский выступ) и южной (бассейн рек Северный Уй, Маймакан, Батомга, Ингили, Утанак) частях района.

Талынская свита на крыльях Горностахской антиклинали с угловым (до 15°) и азимутальным (20-40°) несогласиями налегает на различные горизонты гонамской и омахтинской свит. Она состоит из четырех толщ. Первая и третья представлены светло-серыми и зеленоватыми разнозернистыми кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Их разделяет толща фиолетово-красных аргиллитов, а перекрывают тонкопереслаивающиеся (0,5-5 см) серые алевролиты, аргиллиты и мелкозернистые песчаники. Суммарная мощность свиты на восточном крыле антиклинали (ручей Светлый) составляет 450 м, а на западном (междуречье рек Трехгорки и Белой) сокращается до 110-150 м. Четырехчленное строение свиты и характер слагающих ее пород сохраняются во всех других участках ее развития. В южной части Юдомо-Майского прогиба и на Учуро-Майской плите талынская свита налегает непосредственно на породы фундамента. Мощность ее при движении от осевой зоны прогиба к Омнинскому поднятию сокращается от более чем 1000 м до 67 м (левобережье р. Маймакан). Изотопный возраст глауконита из третьей, песчаниковой, толши свиты определен в 1250 и 1270 млн. лет. В 40-метровой доломитовой линзе, вскрытой близ кровли свиты по р. Северный Уй встречены строматолиты Svetliella svetlica Shap.

Светлинская свита согласно сменяет талынскую. В пределах ЮдомоМайского прогиба ее слагают две пачки светло-серых желтеющих при выветривании мелкозернистых преимущественно строматолитовых доломитов, разделенные толшей зеленовато— и желтовато-серых тонкоплитчатых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Мощность свиты колеблется от 300 до 200 м в бассейне р. Белой и от 1075 до 550 м на юге прогиба. В большинстве разрезов
Учуро-Майской плиты две верхние пачки свиты уничтожены предэннинским размывом, глубина которого возрастает по направлению к Омнинскому поднятию.
Так, на левобережье р. Маймакан (реки Орохон и Лабуркан) разрез свиты представлен, как показали С.М. Калимулин и другие в 1966 г., пачкой доломитов,
мощность которой уменьшается с востока на запад от 50 до 10 м. Существенные фациальные изменения светлинских отложений наблюдаются в северной части Юдомо-Майского прогиба, где при движении от Горностахской антиклинали
к западу, в сторону хребтов Эбейке-Хаята и Кыллахского, карбонатные пачки
постепенно выклиниваются и опесчаниваются.

Поломиты светлинской свиты содержат выдержанный по плошади комплекс строматолитов (см. рис. 15). В него входят Colonnella kyllachii Shap., Svet-liella svetlica Shap., S. tottuica Kom. et Semikh., Baicalia baicalica (Masl.) и единичные Conophyton garganicus Kor., а на юге прогиба — также нижнерифейские формы Kussiella kussiensis (Masl.).

Pumemos pumen		Свиты	Бассейны р. Учур и верховьев большого Аима	Юдомы	таи	Бассейн р. Ляки и прилегающий отрезок Маи	до пос. Нелькан
		Varanavava	1	2	3	4	5
anowa		Улаханская подсвита Курдатырская	,	(24)	(29)		
Терминальная		В Курдатырская подсвита	(a) (a)	(3) (3)	28		(a)
верхняя	Унская	Устькирбинска я					
	Suc.	Кандыкская					
	Лахандинская	Игниканска я		(2) (2) (2)	(2) (2) (3)	(3) -(3) -(3)	(2) (2) (2)
a.		Нерюенская		(8) (7)			
N H	ская	Ципандинская					
9	Керпыльская	Малгинская		· Ø	Ø	Ø	
0	K	Тоттинская					
d 3	Аимчанская	Светлинская				TO SELOND TO SELOND	
	A.	Талынская		> 5	1/////////////////////////////////////	0 50KM	
Нижняя	Учурская	Омахтинская	9)/////\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\		The man	
Hum	gryp	Гонамская			Minimum		

Бассейн р. Челасин	Бассейн р.Аллах-Юнь	Бассейн p. Белой
8	7	8
Ø	®	
		\$ \$ \$
2	②	(ž)
(a)	Ø.	(a) (a)
	® ()////////////////////////////////////	(a) (b) (c) (c) (c) (c) (c) (c) (c) (c) (c) (c
(0)		(4)
7013		7.00
<u> </u>		

Рис. 15. Схема вертикального распространения формальных видов строматолитов в рифейских отложениях Учуро-Майского района (по Комару, Семихатову, Серебрякову, 1973, с изменениями)

1 - карбонатные и терригенно-карбонатные толщи, содержащие строматолиты; 2 - терригенные и карбонатно-терригенные толщи, лишенные строматолитов: 3 - стратиграфические перерывы; 4 - необнаженные части разрезов; 5 - положение серий разрезов, послуживших основой для составления стратиграфических колонок (на схеме размещения разрезов). Цифры в кружках - формальные виды строматолитов, выделенные по их микроструктуре (в скобках - представленные в изученном материале морфологические выражения построек - формальные рода, обладающие данной микроструктурой):

1 - Nucleella figurata Kom.; 2 - Gongylina differensiata Kom.; 3 - Kussi ella kussiensis (Masl.) (Kussiella, Omachtenia, Stratifera); 4 - Omachtenia omachtensis Nuzhn. (Omachtenia, Kussiella, Stratifera, желваковые): 5 - Conophyton garganicus Kor.: 6 -Baicalia baicalica (Masl.) (Baicalia, Stratifera): 7 - Colonnella kylachii Shap.; 8 - Svetliella tottuica Kom. et Semikh. (Svetliella, Stratifera, желваковые): 9 - Sv. svetlica Shap. (Svetliella, Stratifera); 10 - Malginella malgica Kom. et Semikh. (Malginella. Stratifera): 11 - M. zipandica Kom. (Malginella, Stratifera, Irregularia); 12 - Parmites aimicus (Nuzhn.) (Irregularia, Parmites, Jacutophyton (?). Baicalia (?); 13 - Miniaria sakharica Kom. (Minjaria, Baicalia, Tungussia); 14 - Colonnella ulakia Kom.: 15 -Conophyton metula Kir. (Conophyton, Jacutophyton); 16 - Con. lituus Masl. (Conophyton, Jacutophyton, Baicalia, Colonnella, желваковые): 17 - Con. cylindricus Masl. (Conophyton, Jacutophyton, Baicalia); 18 - Baicalia lacera Semikh. (Baicalia, Jacutophyton, Conophyton); 19 - B. ingilensis Nuzhn. (Baicalia, Jacutophyton); 20 - B. maica Nuzhn. (Baicalia, Jacutophyton); 21 - Inzeria tjomusi (окончание подписи см. на стр. 56)

Kryl. (Inzeria, Jacutophyton); 22 – Inzeria confragosa (Semikh.) (Inzeria, Stratifera); 23 – Boxonia grumulosa Kom. (Boxonia, Djerbia, Stratifera); 24 – Box. ingilica Kom. et Semikh. (Paniscollenia, Stratifera, Boxonia); 25 – Box. allahjunica Kom. et Semikh. (Boxonia, Gymnosolen); 26 – Jurusania judomica Kom. et Semikh. (Stratifera, Jurusania); 27 – Gongylina nodulosa Kom. et Semikh.; 28 – Colleniella singularis Kom. (Colleniella, Stratifera, Jurusania) u Paniscollenia emergens Kom. (Paniscollenia, Stratifera)

До недавнего времени возраст отложений, объединяемых сейчас (Комар и др., 1970) в аимчанскую серию, трактовался неоднозначно разными геологами и в размичных частях Учуро-Майского района. В бассейне р. Белой их обычно со-поставляли со среднерифейской эннинской свитой Учуро-Майской плиты (Воронов и др., 1966; Крылов, Нужнов, Шаповалова, 1968; Крылов, Шаповалова, 1970а; и др.). Одновозрастные отложения бассейнов рек Северного Уя, Батомги и Маймакана описывались то как гонамская и омахтинская свиты нижнего рифея (Нужнов, Ярмолюк, 1959; Нужнов, 1967; и др.), то как эннинская свита среднего рифея.

Геологическая съемка юго-восточной части Учуро-Майской плиты, проводившаяся С.М. Калимулиным и другими, показала трансгрессивное налегание
энинских песчаников на рассматриваемые отложения. С другой стороны, структурное положение аимчанской серии на р. Белой, присутствие в светлинском
комплексе строматолитов типичной среднерифейской формы Baicalia baicalica
и новейшие радиологические данные позволяют относить эту серию к нижним
горизонтам среднего рифея.

Керпыльская серия состоит из терригенной тоттинской (эннинской + омнинской) и двух карбонатных - малгинской и ципандинской свит.

Тоттинская свита в типовых разрезах (междуречье Тотты и Северного Уд) залегает на аимчанских отложениях без видимого несогласия и представлена монотонной толшей сероцветных тонкослоистых алевролитов с прослоями и линзами песчаников и аргиллитов. Западнее, в краевой зоне Учуро-Майской плиты, у основания свиты появляются пласты мелкогалечных конгломератов, и она, постепенно срезая породы аимчанской серии, переходит в пределах Омнинского поднятия на образования дорифейского фундамента, а далее, в Учурской впадине, перекрывает отложения нижнерифейской учурской серии (см. рис. 14). Одновременно в нижней части тоттинской свиты возрастает относительная роль песчаникова и она приобретает двучленное строение. Ее нижняя, существенно песчаниковая часть обособляется обычно как эннинская, а верхняя – аргиллит-алевролитовая – как омнинская свиты (Нужнов, Ярмолюк, 1959).

На севере Юдомо-Майского прогиба, в бассейне р. Белой, тоттинская свита также делится на две части. Нижняя часть представлена зеленовато-серыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми разнозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов; при геологических съемках она выделялась как бикская свита. Верхняя часть (мускельская свита) сложена серыми и красными аргиллитами с маломощными прослоями песчаников, алевролитов, доломитов и известняков.

Суммарная мощность тоттинской свиты колеблется от 800-1000 м в районе устья р. Тотты до 600-630 м на восточном крыле Горностахской антиклинали и 450-550 м на Омнинском поднятии. К западу от последнего верхняя
часть свиты уничтожена предъюдомским размывом. Этот размыв определяет
все более сужающийся ареал распространения и других вышележащих свит (см.
рис. 14). Изотопный возраст глауконита из нижней (эннинской) части свиты
в различных зонах ее развития определяется близкими величинами - 1195,
1170, 1150 и 1100 млн. лет. Последняя цифра относится к верхним горизонтам эннинских отложений. Датировки глауконитов омнинской свиты в Майской впадине и в южной части Юдомо-Майского прогиба составляют соответственно 1050 и 1030 млн. лет.

Малгинская свита представлена характерными пестроцветными и серыми пелитоморфными тонкоплитчатыми, в значительной мере строматолитовыми (Malginella malgica Kom. et Semikh.) известняками. С подстилающими отложениями она связана переходной пачкой известковистых хлорито-железистых пород и аргиллитов мощностью 3-10 м. В ряде разрезов пестрые известняки у кровли свиты замещаются пачкой (до 30 м) темно-серых битуминозных и битуминозно-глинистых известняков и доломитов, иногда содержащих прослои горючих сланцев. Благодаря специфике литологического состава и палеонтологической характеристике малгинская свита является важнейшим маркирующим горизонтом в разрезе рифея Учуро-Майского района. Мощность свиты резко меняется даже на коротких расстояниях. Так, в серии смежных обнажений по правому берегу р. Маи между устъем р. Улак и скалой Селия она незакономерно колеблется от 50-55 м (разрезы ниже пос. Хаахар, по р. Эмелекээн и другие) до 90-100 м (у р. Серги, ниже скал Малгина и др.). Характерно резкое возрастание мощности малгинской свиты в Юдомо-Майском прогибе, где она достигает местами 400 м (р. Челасин).

Ципандинскую свиту слагают светло-серые мелко-, среднезернистые массивные и плитчатые, в значительной части строматолитовые доломиты, согласно залегающие на породах малгинской свиты. В некоторых наиболее хорошо обнаженных разрезах (скалы Арыылах, Селия, р. Мая ниже пос. Ципанда и др.) на границе этих двух свит наблюдается переходная пачка (1.5-2 м) тонкого (от долей миллиметра до первых сантиметров) переслаивания известняков и доломитистых известняков малгинского и доломитов ципандинского облика. Мнение о существовании предципандинского размыва (Нужнов, 1967) нашими данными не подтвердилось. Причиной появления такого мнения, по-видимому, явилось то, что в кровле малгинской свиты нередко можно видеть заполненные карбонатными брекчиями карманы глубиной до 1 м. Однако состав обломков (типичные доломиты ципандинской свиты) исключает предположение об эрозионной природе этих образований. В то же время они полностью аналогичны карстовым брекчиям, которые в виде крупных вертикальных штоков пересекают всю толщу ципандинских доломитов в ряде разрезов Майской впадины (скалы Малгина, Сыгарыйа и др.).

Мошность свиты, составляющая в бассейне среднего течения р. Маи 300—360 м, не только не увеличивается в Юдомо-Майском прогибе, но, напротив, сокращается (см. рис. 14). Этот факт, а также наличие постепенного перехода между ципандинской и малгинской свитами, появление в кровле последней прослоев и пачек доломитов, резкие колебания мошности малгинской свиты со значительным возрастанием ее в пределах Юдомо-Майского прогиба – все это позволяет предположить, что верхние горизонты малгинской свиты и базальные ципандинской свиты связаны фациальными взаимопереходами и замещаются по простиранию. Относительная роль известняков при этом увеличивается к востоку, в сторону Юдомо-Майского прогиба.

Строматолиты ципандинской свиты представлены (см. рис. 15) в ее нижней части Malginella zipandica Кот., в средней – Parmites aimicus (Nuzhn.), в верхней – Colonnella ulakia Кот. и Minjaria sakharica Кот.

Лахандинская серия объединяет две свиты, нижняя из которых – нерюенская – относится к среднему рифею, а верхняя – игниканская – к верхнему. Основанием для обособления самостоятельной лахандинской серии (Комар и др., 1970) послужило обнаружение в ее подошве в бассейне среднего течения р. Мая бокситоносной коры выветривания (Каминский, Потапов, 1968). Серия имеет сложное, изменчивое по плошади строение. Она насышена разнообразными строматолитами, которые образуют две крупные ассоциации: средне— и верхнерифейскую. Строение лахандинской серии и характер распределения в ней фитогенных образований будут подробно рассмотрены в главах 6 и 7. Ниже приводится лишь самая краткая ее характеристика.

Нерюенская свита в пределах Майской впадины распадается на три части (см. рис. 75), понимаемые как подсвиты (Нужнов, Ярмолюк, 1959; Нужнов, 1967), а по мнению Е.И. Тараненко, даже как самостоятельные свиты. Нижняя и верхняя подсвиты имеют существенно аргиллитовый состав. Их разделяет толща преимущественно сероцветных строматолитовых и хемогенно-обломочных известняков и доломитистых известняков (см. также рис. 62). В большинстве разрезов Юдомо-Майского прогиба уверенное обособление этих трех частей невозможно. Здесь нерюенскую свиту слагают многократно чередующеся терригенные, преимущественно аргиллитовые пачки и пачки строматолитовых и других доломитов и известняков (см. рис. 76). Суммарная мощность свиты в Майской впадине меняется от 175 до 350 м, возрастая к ее восточному борту. Дальнейшее увеличение мощностей (до 700 м и более) отмечается в Юдомо-Майском прогибе.

В отложениях нерюенской свиты широко развиты строматолиты групп Co-nophyton, Jacutophyton, Baicalia, Colonnella с микроструктурами, описанными при выделении Con. lituus Masl., Con. cylindricus Masl., Con. metula Kir., B. lacera Semikh., B. ingilensis Nuzhn., Minjaria sakharica Kom., Colonnella ulakia Kom. (см. рис. 15, 75, 76, 78). Нерюенская свита содержит среднерифейский комплекс микрофитолитов (Журавлева, 1964; Нарожных, 1965). Глауконит из верхней части свиты (р. Мая ниже пос. Нелькан) имеет возраст 950 млн. лет. Приведенные палеонтологические и радиологические данные определяют среднерифейский возраст нерюенской свиты. Строматолитовая ассоциация этой свиты обособляется в последнее время в качестве самостоятельного лахандинского (Крылов, Нужнов, Шаповалова, 1968), или нерюенского (Комар и др., 1970), комплекса, характеризующего верхние горизонты среднего рифея.

Верхний рифей

К верхнему рифею относятся отложения игниканской свиты лахандинской серии и уйская серия.

Игниканская свита (см. рис. 75 и 76) согласно сменяет нерюенскую и сложена красноцветными и серыми до темно-серых известняками и доломитами, среди которых имеются строматолитовые, микрофитолитовые, обломочные и хемогенные, в частности битуминозные, разности. Несмотря на фациальную изменчивость, свита легко распознается в разрезе благодаря специфике литологического и палеонтологического состава. В нижних горизонтах свиты (см. рис. 15) развиты строматолиты $Baicalia\ maica\ Nuzhn_{\bullet,B}$ средних = Inzeria tjomusi Kryl., в верхних - In. confragosa (Semikh.). С двумя первыми формами ассоциируют редкие Jacutophyton, имеющие те же микроструктуры. Присутствие среди строматолитов In.tjomusi и In. confragosa (Семихатов, Комар, 1965; Крылов, Нужнов, Шаповалова, 1968; Крылов, Шаповалова, 1970а), а также изотопные датировки глауконита из типового разреза свиты (890 млн.лет) определяют ее верхнерифейский возраст. Нижние горизонты свиты, содержащие В. то же время мнения о возрастной принадлежности игниканской ассоциации микрофитолитов расходятся (Журавлева, 1964; Нарожных, 1965; Забродин, 1968).

<u>Уйская серия</u> объединяет две терригенные свиты: кандыкскую и устькирбинскую.

Кандыкская свита связана с подстилающими породами постепенным переходом. Он выражен в появлении у кровли игниканской свиты горизонтов кварцевых песчаников и песчанистых известняков, а среди обломочных пород кандыкской свиты – прослоев и линз карбонатов. Сами эти породы вблизи подошвы нередко имеют известковистый цемент (см. рис. 76). В восточной части Майской впадины свита представлена кварцевыми и полевошпат-кварцевыми массивными и плитчатыми, часто косослоистыми песчаниками с прослоями и пачками алевролитов и аргиллитов. Количественное соотношение перечисленных пород меняется от разреза к разрезу. Наиболее существенные изменения такого рода наблюдаются в Юдомо-Майском прогибе (Башарин, Самозванцев, 1964;

Беэр, 1965; Башарин, 1967; Нужнов, 1967; Константиновский, 1968). Мощеность кандыкской свиты в осевой зоне прогиба достигает 1500-2000 м. Изотопный возраст глауконита из разреза в нижнем течении р. Юдомы — 720 млн. лет. В отложениях свиты в междуречье Акры и Сахары В.А. Ян Жин-Шином найдены единичные Tinnia patomica Dol., карактерные для верхнерифейской ченчинской свиты Патомского нагорья (Крылов, Шаповалова, 1970а).

Устькирбинская свита постепенно сменяет кандыкскую. Она развита только в центральной и южной частях Юдомо-Майского прогиба. У устья р. Кирбии и в других разрезах по р. Юдома ее слагают тонкочередующиеся серощветные и зеленоватые плитчатые алевролиты, аргиллиты и мелкозернистые песчаники. В юго-восточной части прогиба устькирбинская свита приобретает двучленное строение и выделяется под названием челатской свиты. Ее нижняя часть близка по характеру пород к типичными устькирбинским отложениям. Верхняя же, мошностью до 1000 м и более, представлена красношветными, преимущественно кварцевыми косослоистыми песчаниками и алевролитами. Максимальная мощность устькирбинской свиты указывается А.Г. Лосевым и другими в разрезе хр. Улахан-Бам (бассейн р. Юдомы) и составляет 3000-3500 м.

Верхнерифейский возраст уйской серии определяется ее положением между палеонтологически доказанными отложениями нижней части верхнего рифея (игниканская свита) и поверхностью предюдомского (терминальный рифей) несогласия. Для кандыкской свиты он подтверждается приведенной выше датировкой синтенетичного глауконита, а также возрастом (около 675±25 млн. лет) прорывающих ее ультраосновных шелочных интрузий (Ингилийский и другие массивы) и находкой Tinnia patomica Dol.

Терминальный рифей (юдомский комплекс)

Терминальный рифей, более известный под названием юдомского (вендского) комплекса, представлен в Учуро-Майском районе юдомской свитой, которая является типовым подразделением одноименного комплекса. Строение свиты, ее палеонтологическая и литологическая характеристика были подробно
рассмотрены М.А. Семихатовым, Вл.А. Комаром и мною (1970), что позволяет ограничиться эдесь самым кратким описанием отложений этого возраста.

Юдомская свита развита во всех структурных зонах Учуро-Майского района. В центральной части Юдомо-Майского прогиба (бассейн р. Юдомы) она без видимого несогласия залегает на породах устькирбинской свиты. К западу от этого участка юдомская свита последовательно срезает все подстилающие рифейские толщи и выходит на архейские образования Алданского щита. Сходная картина наблюдается и в северной части прогиба, хотя видимая глубина предюдомского среза здесь менее значительна (см. рис. 14).

Юдомская свита имеет шесть типов разрезов, различающихся по составу и мощностям пород. Она повсеместно делится на две части, понимаемые как курдатырская и улаханская подсвиты. Наибольшей фациальной изменчивостью отличается нижняя, курдатырская, подсвита. В ее строении участвуют кварцевые и полевошпат-кварцевые гравелиты, песчаники и алевролиты, аргиллиты, различные типы доломитов и известняков, кремнисто-доломитовые и кремнисто-глинистые породы, а также лидиты (см. рис. 72). Мощность подсвиты в пределах Учуро-Майской плиты колеблется от 120 до 27 м, а в Юдомо-Майском прогибе - от 13 м (верховья р. Манакан) до 400 м (р. Белая у устья р. Суордах). На склонах Алданского шита курдатырская подсвита полностью выклинивается.

Верхняя, улаханская подсвита в большинстве разрезов представлена сахаровидными доломитами, а на севере Юдомо-Майского прогиба - маломошной (20-60 м) пачкой известняков. Известняки у кровли свиты прослеживаются и во всех других ее разрезах в пределах упомянутого прогиба. В нижней части свиты в зоне вокруг Омнинского поднятия обособляется толша песчаников, песчанистых, микрофитолитовых и строматолитовых доломитов (см. рис. 72).

Мошность подсвиты на Учуро-Майской плите составляет 110-235 м, а в Юдо-мо-Майском прогибе уменьшается с юга на север от 450 до 20 м. Юдомскую свиту согласно перекрывают отложения томмотского яруса нижнего кембрия (Семихатов, Комар, Серебряков, 19676, 1970; Коршунов, 1968; Розанов и др., 1969).

В юдомской свите описано 10 форм строматолитов (Семихатов, Комар, Серебряков, 1970). Две из них – Boxonia grumulosa Kom. и Jurusania judomica Kom. et Semikh. — развиты только в нижней подсвите, пять других — Box. ingilica Kom. et Semikh., Box. allahjunica Kom. et Semikh., Jur. sibirica (Jak.), Gongylina urbanica Kom. et Semikh. и Linella simica Kryl. — только в верхней. Остальные три формы — Paniscollenia emergens Kom., Coleniella singularis Kom. и . Gongylina nodulosa Kom. et Semikh. — известны как в курдатырской, так и в улаханской подсвитах.

Анализируя приведенный список, надо иметь в виду, что при изучении юдомских строматолитов было, как стало ясно сейчас, переоценено таксономическое значение микроструктур: все постройки, обладавшие единой микроструктурой, рассматривались в составе одного вида вне зависимости, а иногда и вопреки их морфологии. Более того, тип микроструктуры в некоторых случаях сыграл решающую роль в определении групповой принадлежности того или иного вида. Так, к роду Boxonia были условно отнесены постройки, описанные как B. in-gilica, только потому, что они обладали стустковой микроструктурой, которая считалась характерным признаком этого рода; между тем форма построек в большинстве случаев не отвечала диагнозу боксоний.

Пересмотр систематического состава юдомских строматолитов не входит в задачи данной работы. Поэтому я ограничиваюсь перечислением строматолитов с "микроструктурами, описанными при выделении того или иного вида". Такое громоздкое определение дается в качестве паллиатива из—за неразработанности классификации микроструктур. Морфологические модификации построек с определенной микроструктурой указаны на рис. 15. Онколиты и катаграфии юдомской свиты относятся к одноименному комплексу (Журавлева, 1964, 1967; Нарожных, 1965). В улаханской подсвите присутствуют остатки неясного систематического положения Suvorovella и Majaella, а у ее кровли - трубки червей Anabarites trisulcatus Miss.

Возраст глауконита из разных горизонтов нижнеюдомской подсвиты северной части Юдомо-Майского прогиба (бассейн р. Белой, Кыллахский выступ) — 650, 635 и 620 млн. лет (см. рис. 74). Из верхней подсвиты имеется лишь одна, вероятно, несколько "омоложенная" датировка — 580 млн. лет. Минимальный возрастной предел юдомской свиты дают определения возраста пород Ингилийского массива, полученные различными методами. Названный плутон, внедрение которого произошло по этим данным (Семихатов, Комар, Серебряков, 1970) около 675±25 млн. лет назад, прорывает породы аимчанской, керпыльской, лахандинской и уйской серий и несогласно перекрывается базальными горизонтами юдомской свиты.

Приведенные данные показывают, что восемь из двенадцати рифейских свит Учуро-Майского района в значительной мере слагаются строматолитовыми породами или содержат их горизонты (см. рис. 15). Наиболее полно представлены здесь среднерифейская и юдомская ассоциации фитогенных образований. Особый интерес для нас представляют отложения и строматолиты омахтинской, нерюенской, игниканской и юдомской свит, которые будут неоднократно упоминаться в последующих главах.

Туруханский район

Верхнедокембрийские отложения Туруханского района развиты на сравнительно небольшой площади, обнажаясь в нижнем течении рек Нижней и Сухой Тунгуски, по рекам Мироедихе, Большой и Малой Шорихе, Каменной, Таборной, а также по правому берегу р. Енисея между речкой Большой Мельничной и Монастырской протокой. Благодаря своей обнаженности, уровню изученности и обилию карбонатных толш с разнообразными строматолитами этот район стоит в числе наиболее важных для решения рассматриваемых вопросов.

Выделяемые в разрезе литостратиграфические подразделения (рис. 16) слагают систему полого погружающихся к западу моноклинальных блоков. Эти блоки разделены наклонейными в сторону от Сибирской платформы крупными разломами, вдоль которых вытянуты гребневидные антиклинальные структуры (Драгунов, 1959; Микуцкий, Петраков, 1961). Глубинные швы, современным выражением которых являются эти разломы, заложились еще в докембрии (Драгунов, 1959; Вотах, Козлов, 1965; Вотах, 1968). Породы терминального рифея, как и в Учуро-Майском районе, отделены от подстилающих отложений стратиграфическим, а местами и угловым несогласием и тесно связаны с нижним кембрием. Современная структура Туруханского района близка к структуре внешней зоны поднятия, которое возникло на месте Юдомо-Майского прогиба. Вероятно, такое сходство существовало и в рифейской истории развития сравниваемых районов. Об этом говорит, в частности, подобие литологической и палеонтологической характеристик ряда слагающих их свит. Представления о тектонической природе древнего Туруханского прогиба противоречивы (Драгунов, 1959; Косыгин, Лучицкий, 1961; Красильников, 1963; Баженова, Высоцкий, 1965; Вотах, 1968; и др.), и в этой своей противоречивости также близки к взглядам на тектоническую природу Юдомо-Майского прогиба.

Стратиграфическая схема верхнедокембрийских отложений Туруханского района была разработана в 40-е годы в результате исследований А.И. Гусева (1939, 1940, 1941), Г.И. Кириченко (1940а, 6, 1955), Ф.Г. Маркова (1945) и других геологов и сохранялась без существенных изменений до последнего времени (Драгунов, 1956, 1959, 1963; Микуцкий, 1962; Вотах и др., 1965; Мирошников, 1968; и др.). Нами показано (Комар, Серебряков, 1969), что две карбонатные толщи (речкинская и дурномысская свиты), считавшиеся наиболее молодыми в разрезе верхнего рифея Туруханского района, не являются самостоятельными стратиграфическими подразделениями. Они представляют собй повторенные в тектоническом блоке (Дурномысская моноклиналь) выходы пород двух более древних свит - Буровой и шорихинской.

Ни одна из предлагавшихся схем деления разреза Туруханского района на серии или комплексы (Микуцкий, 1962; Мирошников, 1968; и др.) не получила общего признания. По палеонтологическим и радиологическим данным здесь выделяются отложения среднего, верхнего и терминального рифея (Келлер и др., 1960; Семихатов, 1960, 1962; Журавлева, 1964; Келлер, Семихатов, Чумаков, 1967; и др.). Они расчленяются на девять свит (снизу вверх): безыменскую (стрельногорскую, гремячинскую), Линок (ильюшинскую), сухотунгусинскую, деревнинскую (второкаменскую), Буровой (нижнетунгусскую), шорихинскую (коврижкинскую и надковрижкинскую), мироедихинскую (монастырскую), первопорожскую (туруханскую) и платоновскую. Основные разрезы этих свит, за исключением платоновской, показаны на рис. 16.

Средний рифей

Видимый разрез туруханского докембрия начинается с отложений среднего рифея, к которым на основании данных по строматолитам (Семихатов, 1960, 1962; Крылов, Нужнов, Шаповалова, 1968; и др.), микрофитолитам (Журавлева, 1964) и изотопным датировкам глауконита (Келлер и др., 1960; Гаррис и др., 1964; и др.) отнесены пять нижних из перечисленных свит.

Безыменская свита представлена чередующимися сероцветными, часто косослоистыми кварцевыми, полевошпат-кварцевыми и полимиктовыми песчаниками и гравелитами, алевролитами и аргиллитами. Эти породы образуют пласты и линзы мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров. Наиболее мощная пачка песчаников (около 60 м по р. Сухой Тунгуске) про-

слеживается в большинстве разрезов свиты в 35-90 м от ее кровли. Для отдельных частей свиты характерно ритмичное строение (см. Ивановская, Афанасьев, 1970). Ее максимальная видимая мощность достигает 600-650 м (р. Нижняя Тунгуска у ручья Вороновского), а по некоторым данным (Вотах и др., 1965) - 1240 м. Имеющиеся шесть определений возраста глауконита из безыменской свиты укладываются в интервал от 940 до 615 млн. лет (Геохронология..., 1968; Лебедев, 1969), что не согласуется с палеонтологическими и геохронологическими данными по вышележащим отложениям. Поэтому эти цифры обычно рассматривают как результат "омоложения" в зоне крупных разрывных нарушений.

Свита Линок представлена пестроцветными и сероцветными, преимущественно плитчатыми, в значительной мере фитогенными известняками и доломитами и темно-серыми аргиллитами. Ее нижняя граница проводится мною по подошве первой карбонатной пачки, представленной мергелями и известняками с пластовыми строматолитами (Malginella malgica Kom. et Semikh.). Мошность этой пачки меняется от 10—12 м по р. Сухой Тунгуске до 60 м в разрезе Голоярской моноклинали по р. Нижней Тунгуске. Выше залегает толща темно-серых аргиллитов с прослоями известняков, а в верхней части — алевролитов. Эти породы, ранее включавшиеся в состав безыменской свиты, предлагается выделять в качестве нижней подсвиты свиты Линок (см. рис. 16).

Средняя подсвита представлена зеленовато— и розовато—серыми пелитоморфными плитчатыми известняками, которые иногда (р. Сухая Тунгуска) частично замещаются на известковистые доломиты. У основания подсвиты наблюдаются многочисленные поверхности подводных перемывов и прослои внутриформационных конгломератов. Верхняя подсвита отличается от двух других фациальной изменчивостью. В типовом разрезе (р. Сухая Тунгуска) она представлена серыми плитчатыми строматолитовыми доломитами с Malginella malgica. В других разрезах ее частично или полностью слагают известняки. Граница верхней подсвиты в этом случае проводится по появлению строматолитовых разностей пород. Суммарная мощность свиты меняется от 215 до 300 м. Строматолиты M.malgica, развитые в нижней и верхней подсвитах свиты Линок, характерны для средней части среднего рифея (Комар и др., 1970).

Сухотунгусинская свита связана со свитой Линок постепенным переходом. Ее нижняя подсвита представлена темно-серыми до черных хемогенными, обломочными и строматолитовыми известняками, а по р. Каменной также и доломитами. Отличительная особенность пород - широкое развитие трешин диагенетического усыхания. В верхней части подсвиты встречены строматолиты групп Tungussia, Baicalia и Stratifera с микроструктурой, описанной при выделении T. nodosa Semikh. и B. prima Semikh. Эти строматолиты слагают на р. Сухой Тунгуске два, а на р. Нижней Тунгуске ниже Стрельных гор - девять биогермных пластов мощностью от 0,2 до 4 м (см. рис. 20, 33, 34). По р. Каменной столбчатые строматолиты спускаются в среднюю часть нижней подсвиты. На р. Сухой Тунгуске в основании рассматриваемой свиты обнаружены также пластовые строматолиты Malginella zipandica Kom.

Верхняя подсвита сухотунгусинской свиты сложена серыми хемогенными и редкими обломочными и микрофитолитовыми доломитами, которые содержат в нижней части прослои известняков, а по всему разрезу – большое количество линэ, конкреций и линзовидных прослоев диагенетических и эпигенетических кремней. Суммарная мошность свиты колеблется от 600-630 м по р. Каменной до 850-935 м по р. Нижней Тунгуске ниже Стрельных гор.

Деревнинская свита залегает на сухотунгусинской с незначительным размывом (см. рис. 44). У ручья Гремячьего в ее основании наблюдаются маломошные (первые сантиметры) линзы кварцевых глауконитовых песчаников со строматолитами (см. рис. 64, Б). Лучший разрез свиты вскрыт по р. Нижней Тунгуске ниже Стрельных гор (см. рис. 64, А). Он имеет четырехчленное строение и состоит из двух карбонатных и двух терригенных пачек суммарной

мощностью 200-220 м. Нижнюю карбонатную пачку (около 110 м) слагают сероцветные доломиты, а верхнюю (35 м) - красные и серые известняки и доломитистые известняки. В обоих случаях преобладают строматолитовые разности пород. Строматолиты представлены ритмично чередующимися группами Солорную, Jacutophyton, Baicalia, Colonnella и редкими Stratifera (характер этого чередования будет специально рассмотрен в главе 4, части II) с микроструктурами, описанными при выделении Соп. metula Kir., Con. lituus Masl., B. ingilensis Nuzhn., B. lacera Semikh. u Minjaria sakharica Kom.

Терригенные пачки (23-24 и 60-62 м) залегают на карбонатных без признаков размыва и представлены чередованием пластов (1-3 м) красноцветных аргиллитов и пакетов тонкого ритмичного переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников. Ритмы обычно имеют регрессивный характер. В средней части верхней пачки обособляется 3-4-метровый пласт кварцитовидных песчаников, а ее верхние 12-15 м сложены чередующимися пластами (1-2 м) желтовато-серых строматолитовых доломитов и пестрых аргиллитов. Отдельные пласты карбонатов встречены и в нижней пачке. Сходное строение имеет свита в разрезе по р. Сухой Тунгуске выше устья р. Таборной, а, судя по данным А.И. Гусева (1941), и в разрезе Большой Сухотунгусской антиклинали (скв. 1). Обе карбонатные пачки имеют здесь доломитовый состав.

По р. Нижней Тунгуске выше Стрельных гор (см. рис. 64, Б) деревнинскую свиту слагают толща преимущественно строматолитовых доломитов и плохо обнаженная терригенная пачка. Мошность последней 15-20 м, всего разреза - 65-70 м. Столь резкое сокращение мощности свиты в данном разрезе В.И. Драгунов (1959) объясняет развитием конседиментационного сводового поднятия, что отразилось также и на мощностях вышележащей свиты Буровой.

Палеонтологическая характеристика рассматриваемой свиты выдерживается по всему району. Состав строматолитов и ритмичный характер их чередования (см. рис. 64) близки к наблюдаемым в нерюенской свите Учуро-Майского района, что поэволяет относить эти фитогенные образования к лахандинскому (Крылов, Нужнов, Шаповалова, 1968), или нерюенскому (Комар и др., 1970), комплексу верхней части среднего рифея. Глауконит из нижней терригенной пачки свиты имеет возраст 880 млн. лет (Геохронология..., 1968) и 890 млн. лет (определения М.Л. Гаррис и Д.В. Постникова по сборам Б.М. Келлера), что не совпадает с изотопной датировкой верхней части нерюенской свиты (950 млн. лет). В отложениях деревнинской свиты, вскрытых скв. 1, и в коренных обнажениях по рекам Сухой и Нижней Тунгуске В.И. Драгуновым (1958, 1959, 1963) обнаружены остатки погонофор, относимых сейчас к роду *Paleolina* (Соколов, 1967).

Типоморфными породами свиты Буровой являются серые и темно-серые известняки и доломиты, нередко брекчированные и пронизанные частой сеткой жилок кальцита и магнезита ("бурундучковая" текстура, по Г.И. Кириченко, 1940б). Нижняя граница свиты проводится нами по первому появлению пород этого типа, которое в разрезе р. Сухой Тунгуски отмечается сразу над верхней терригенной пачкой деревнинской свиты. Во всех других разрезах на этом уровне также наблюдаются существенные литологические изменения. Они выражены в первую очередь в интенсивной перекристаллизации пород, которая, повидимому, связана с широко развитыми процессами вторичной доломитизации. Резко меняется также состав строматолитов: исчезают типичные для подстилающих отложений Сопорную и Jacutophyton, а также цикличность в их распределении.

Свита Буровой подразделяется на две подсвиты. Нижняя из них представлена двумя строматолитовыми горизонтами — Baicalia sp. 1 внизу и B. sp. 2—вверху, которые приурочены к ее основанию и кровле и разделяются толщей премимущественно обломочных, иногда микрофитолитовых доломитов и известняков. Породы толщи нередко имеют "бурундучковую" текстуру. Верхняя строматолитовая пачка отсутствует в разрезе р. Каменной. Часто наблюдается пятнистая доломитизация пород, в результате которой чистые или слабодоломитистые извест-

няки (доломитность 2-16%) по простиранию резко сменяются доломитами (доломитность 98-99%). В верхней подсвите преобладают темно-серые известня-ки и доломиты с "бурундучковой" текстурой и брекчированные разности пород.

Строматолиты плохой сохранности в разрезе по р. Сухой Тунгуске встречены по всему видимому разрезу подсвиты. Здесь же присутствует горизонт (20 м) микрофитолитовых пород. По р. Нижней Тунгуске ниже Стрельных гор строматолиты приурочены только к верхней 45-метровой пачке известняков и доломитиза рованных известняков и представлены байкалиями и тунгуссиями с микроструктурами, характерными для Baicalia lacera Semikh. и B. rara Semikh.

Ниже по разрезу здесь вскрывается пачка глауконитовых и сидеритовых песчаников и алевролитов видимой мошностью около 15 м. Возраст глауконита 920 925 млн. лет (Келлер и др., 1960; Геохронология..., 1968) и 935 млн. лет (определения М.Л. Гаррис и Д.В. Постникова по сборам Б.М. Келлера). По подошве этой пачки иногда проводится нижняя граница вышележащей шорихинской свиты (Вотах и др., 1965; Вотах, Козлов, 1966; Вотах, 1968; Мирошников, 1968; Козлов, Кашенко, Баженова, 1969). Однако отсутствие убедительных аналогов терригенной пачки в других разрезах свиты, а также литологическая и палеонтологическая близость вышележащей карбонатной пачки к свите Буровой не позволяют согласиться с этой точкой эрения. Суммарная мошность свиты меняется от 250-300 м по р. Нижней Тунгуске выше Стрельных гор до 710-760 м в западном разрезе по этой реке.

Комплекс строматолитов и микрофитолитов свиты Буровой, а также имеюшиеся изотопные датировки позволяют относить эту свиту к среднему рифею, завершая ею разрез этой фитемы в данном районе.

Верхний рифей

К верхнему рифею относятся отложения шорихинской, мироедихинской и первопорожской свит, заключающие строматолиты из групп Inzeria, Minjaria и Gymnosolen. Широко распространена по плошади лишь первая из свит. Мироедихинская свита вскрывается только в двух, а первопорожская – в трех разрезах.

Шорихинская свита представлена толщей светло-серых массивных строматолитовых доломитов (нижняя подсвита) и толщей тонкозернистых и фарфоровидных доломитов с отдельными биогермами строматолитов и многочисленными линэами и стяжениями кремней (верхняя подсвита). По р. Нижней Тунгуске ниже и выше Стрельных гор шорихинская и подстилающая ее свита Буровой связаны постепенными переходами. В одном случае он выражается в наличии пачки (около 30 м) переслаивания пород шорихинского и бурового облика, а в другом - в появлении среди темно-серых доломитов с "бурундучковой" текстурой крупных строматолитовых биогермов, сложенных светло-серыми доломитами. В районе Дурного мыса и по р. Каменной контакт свит проходит по отчетливым поверхностям подводных размывов. Базальные горизонты шорихинской свиты во втором из разрезов обогащены обломочным кварцевым материалом. Полные разрезы свиты в Туруханском районе неизвестны. Ее видимая, вероятно близкая к полной, мошность в разрезе по р. Нижней Тунгуске ниже Стрельных гор составляет 620-690 м. Выше Стрельных гор видимая мощность только нижней подсвиты превышает 530 м.

В нижней подсвите шорихинской свиты содержатся Baicalia lacera Semikh., Tungussia confusa Semikh. и Inzeria confragosa (Semikh.) в нижней части, Minjaria uralica Kryl. и Jacutophyton sp. — в верхней. У кровли подсвиты в разрезе по р. Нижней Тунгуске ниже Стрельных гор встречены также Gymnosolen sp. Строматолиты верхнешорихинской подсвиты представлены нечеткими пластовыми, пластово—столбчатыми и желваковыми формами плохой сохранности.

Мироедихинская свита сложена чередующимися пачками аргиллитов, известняков и доломитов. С подстилающей шорихинской свитой она связана постепенным переходом. В типовом разрезе (р. Мироедиха) в ее основании за-

легает пачка (35 м) чередования серых доломитов и более редких черных обломочных известняков с прослоями (до 1 м) пестрых аргиллитов. У кровли пачки прослеживается горизонт красноватых строматолитовых доломитов (1,5-2,5 м). Вышележащая толща пестрых аргиллитов (54-57 м) содержит в верхней части прослои карбонатных конгломерато-брекчий и мелкие, иногда перевернутые строматолитовые биогермы. Третью пачку (80-90 м) слагают темно-серые, часто обломочные известняки и доломиты, в нижней половине с прослоями аргиллитов и редкими строматолитами. В имеющем близкое строение разрезе по правому берегу Енисея ниже ручья Каменного значительная часть (30 м) этой пачки представлена массивными строматолитовыми доломитизированными известняками. Завершают разрез зеленоватые и темно-серые аргиллиты (37-45 м), в нижних 10-15 м содержащие многочисленные конкреции известняков.

Первопорожскую свиту слагают желтоватые и красные строматолитовые доломиты максимальной видимой мощностью до 280 м. У основания свиты наблюдаются тонкие прослои аргиллитов мироедихинского облика. Кровля первопорожской свиты неизвестна. Кроме широко развитых здесь Inzeria nimbifera Semikh. из первопорожской свиты указывается In. tjomusi Kryl. (Раабен, 1969; Крылов, Шаповалова, 1970а).

Терминальный рифей

Отложения терминального рифея (юдомского комплекса) в Туруханском районе выделяются в достаточной мере условно и нередко в разном объеме. Это объясняется их недостаточной палеонтологической характеристикой и отсутствием фаунистических данных о положении нижней границы кембрия. К терминальному рифею относили нижнюю подсвиту платоновской свиты (Семихатов, Комар, Нужнов, 1963; Журавлева, 1964; Комар и др., 1964; Келлер, Семихатов, Чумаков, 1967), всю эту свиту (Драгунов, 1967) или платоновскую и вышележащую апполоновскую свиты (Драгунов, 1963; Кириченко, 1963). Нами принята первая точка зрения как наиболее распространенная и исходящая из анализа состава микрофитолитов (Журавлева, 1964).

Платоновская свита со стратиграфическим и угловым (р. Каменная и р. Сухая Тунгуска у избы Буровой) несогласием залегает на различных горизонтах среднего и верхнего рифея от безыменской до шорихинской свиты включительно. Ее взаимоотношение с мироедихинской и первопорожской свитами неизвестно. Нижняя подсвита платоновской свиты представлена чередованием пакетов (0,5-1,5 м) глинистых листоватых и тонкоплитчатых доломитов и мергелей и более грубоплитчатых, нередко алевритистых доломитов с горизонтальной и косоволнистой слоистостью. Характерно широкое развитие внутриформационных: плоскогалечных конгломератов, стяжений и линз кремней, а также биогермов пластовых, желваковых и пластово-столбчатых строматолитов плохой сохранности. В ряде разрезов свиты найдены (Петраков, 1964) остатки сабеллидитов, отнесенных Б.С. Соколовым (1967) к Paleolina evenkiana Sok. Мошность нижнеплатоновской подсвиты составляет 150-180 м. Выше согласно залегают верхняя подсвита платоновской свиты и апполоновская свита, в 400 м от подошвы которой встречены первые трилобиты олекминского горизонта нижнего кембрия (Микуцкий, 1960; Петраков, 1964).

Нетрудно видеть, что четыре нижние свиты рифейских отложений Туруханского поднятия (по деревнинскую включительно) по строению, составу и палеонтологической характеристике близки к тоттинской – нерюенской свитам Учуро-Майского района. Так же как и там, все они, за исключением безыменской свиты, содержат многочисленные и разнообразные строматолиты. Богатые ассоциации строматолитов развиты в Туруханском районе и в вышележащих отложениях. Хорошая обнаженность позволила наблюдать здесь детали строения строматолитовых биогермов и их взаимоотношение с вмещающими отложениями в
сухотунгусинской, деревнинской, Буровой свитах и в нижней части платоновской
свиты.

Западный склон Анабарского массива

На западном склоне Анабарского массива р. Котуйкан вскрывает опорный разрез верхнедокембрийских отложений центральной части севера Сибирской платформы (Савицкий, 1957, 1959; Комар, 1961, 1962, 1966; Журавлева, Комар, 1962; Беляков и др., 1964; Демокидов, Лазаренко, 1964; Кабаньков и др., 1967; Злобин, 1968; Злобин, Голованов, 1970; и др.). В его основании резко несогласно на кристаллических породах архея залегает терригенная мукунская серия в составе ильинской, бурдурской, лабазтахской и устьильинской свит. Вышележащую часть разреза слагает однообразная ритмичная, существенно доломитовая билляхская серия. В последнее время в ней выделяют (Злобин, 1968) чуумнахскую, томулахскую, некюлээхскую и чурбукскую свиты 1. По палеонтологическим и радиологическим данным в составе мукунской и билляхской серий обособляются образования нижнего, среднего и верхнего рифея (Комар, 1962; 1966; Савицкий, Комар, 1963; и др.). Отложения юдомского комплекса (терминальный рифей), к которым относят (Розанов и др., 1969; Семихатов, Комар, Серебряков, 1970) старореченскую и нижнюю часть (немакит-далдынский горизонт) устькотуйканской свиты, отделены от подстилающих отложений стратиграфическим и угловым несогласиями и согласно перекрываются отложениями томмотского яруса нижнего кембрия. Рифейские породы слагают моноклиналь, которая, полого погружаясь к западу, протягивается в широтном направлении более чем на 100 км.

Нижний рифей

К нижнему рифею относятся четыре свиты мукунской серии, а также чуумнахская и томулахская свиты билляхской серии (Савицкий, Комар, 1963; Журавлева, 1964; Комар, 1966; и др.). Мукунская серия мною не изучалась. Ее краткая характеристика дается по данным М.Н. Злобина (Злобин, Голованов, 1970).

Ильинская свита представлена розовыми и розовато-бурыми кварцевыми песчаниками и гравелитами с маломошными прослоями конгломератов. В основании 225-240-метрового разреза свиты залегают брекчии, которые представляют собой переотложенную кору выветривания архейских пород, а в 70 м от подошвы - маломошный (3-4 м) горизонт эффузивов основного состава. Бурдурскую свиту слагают розовые и кирпично-красные часто железистые кварцевые песчаники. Мошность свиты достигает 205-220 м. В составе лабазтахской свиты (170-175 м) впервые появляются полевошпат-кварцевые разности пород. Это толща серых, желтоватых и розовых песчаников и гравелитов с прослоями полимиктовых конгломератов. Устьиль инская свита (55 м) сложена зеленовато- и темно-серыми аргиллитами и алевролитами с прослоями глауконитовых песчаников, а в верхней части свиты - доломитов. Глауконит из базального пласта свиты имеет возраст 1480 и 1400 млн. лет, а из средней ее части - 1350 млн. лет (Злобин, Голованов, 1970).

Для терригенных пород мукунской серии характерны горизонтально— и косослоистые текстуры, многочисленные следы ряби и трешины усыхания. На границах некоторых свит, подсвит и пачек наблюдаются незначительные размывы.
Отнесение мукунских пород к нижнему рифею базируется на изотопных датировках глауконита из их верхних горизонтов. Развитые в описываемых отложени—
ях комплексы растительных микрофоссилий (Ильченко, 1970) не находят аналогов в других районах.

Чуумнахская свита - нижняя из свит билляхской серии - связана с устьильинскими отложениями постепенным переходом. Ее подошва проводится по

¹ Эти свиты по объему соответствуют нижней и верхней подсвитам котуйканской свиты, нижней и верхней подсвитам юсмастахской свиты стратиграфической схемы Л.П. Белякова и др. (1964).

появлению в разрезе первого горизонта строматолитовых доломитов. Свиту слагают строматолитовые, глинистые, алевритистые, реже песчанистые и микрофитолитовые доломиты, а также аргиллиты разнообразной, преимущественно серой окраски. Перечисленные породы образуют восемь невыдержанных по мошности пачек, составляющих четыре крупных осадочных ритма (рис. 17). Нижняя часть ритмов представлена пачками тонкого ритмичного чередования глинистых и алевритистых доломитов, аргиллитов и горизонтов пластовых строматолитов. Среди этих пород обычны мелкие биогермы столбчатых строматолитов, а также прослои и линзы плоскогалечных конгломерато-брекчий. В подобной пачке третьего снизу ритма появляются микрофитолитовые доломиты, заключаюшие нижнерифейские формы онколитов и катаграфий (Журавлева, 1964; Мильштейн, 1970). Верхняя часть ритмов представлена строматолитовыми доломитами, которые слагают крупные биогермы. Среди столбчатых строматолитов преобладают представители групп Kussiella, Colonnella и Omachtenia, сменяюшиеся на отдельных уровнях постройками байкалондного облика (см. рис. 71). а в единичных случаях - якутофитонами. Микроструктуры строматолитов менее разнообразны. Преимущественно это микроструктуры, характерные для Kussiella kussiensis (Masl.), эначительно реже для К. vittata Kom. u Colonnella discreta Kom. et Gol. (см. рис. 17).

Мошности отдельных пачек чуумнахской свиты резко колеблются даже на коротких расстояниях. Ее суммарная мощность может быть оценена в 200-300 м.

Разрез томулахской свиты начинается с серых и темно-серых, быстро светлеющих вверх пелитоморфных массивных доломитов, которые по нечеткой границе сменяют строматолитовые породы чуумнахской свиты. Лишь в одном пункте (см. рис. 17) на этом рубеже наблюдался локальный размыв. Нижнюю часть разреза (40-50 м) слагает толща чередования слоев в (0,5-1 м) жемогенных и пластово-строматолитовых доломитов преимущественно светло-серой окраски. Выше в строении свиты наряду с ними участвуют онколитовые, обломочные и песчанистые породы. Характерными образованиями верхней (40-50 м) части свиты являются очень светлые, кремовые фарфоровидные доломиты. У кровли (рис. 18, 51, Б) обособляется пачка (16-18 м), содержащая кроме перечисленных пород маломощные (первые сантиметры) прослои и линзы олигомиктовых кварцевых глауконитовых песчаников, а также горизонты (до 2 м) ярко-зеленых и темно-серых аргиллитов, зеленовато- и коричневато-серых глинистых доломитов. Эту песчано-глинисто-доломитовую пачку принято рассматривать в качестве базальной пачки вышележащей некюлээхской свиты. Однако присутствие в ней характерных томулахских пород, а главное специфичный регрессивный характер их ритмичного переслаивания (см. рис. 51, Б) заставляют указанную пачку включать еще в состав описываемой свиты.

Ритмичность регрессивного типа – отличительная особенность всего разреза томулахской свиты. У основания ритмов залегают хемогенные доломиты, сменяющиеся вверх строматолитовыми, а затем онколитовыми и обломочными образованиями (более подробное описание их см. в главе 3, части II). Наиболее ярко ритмичное строение свиты выражено в ее верхней части, где ритмы разделяются поверхностями подводных размывов (рис. 18, 51, Б), которым нередко предшествуют упоминавшиеся прослои и линзы песчаников. Возраст содержащегося в них глауконита определен в 1300 млн. лет (Комар, 1966).

Строматолиты томулахской свиты представлены пластовыми (Gongylina differenciata Kom., Stratifera undata Kom., S. flexurata Kom.) и латерально с ними связанными желваковыми (Nucleella figurata Kom.) образованиями. Столбчатые строматолиты практически отсутствуют за исключением микростолбчатых построек Microstylus perplexus Kom., образующих редкие маломощные (до 40 см) биогермы в средней части свиты. Микрофитолиты томулахской свиты относятся, по данным 3.А. Журавлевой (1964), к их нижнерифейскому комплексу, а по мнению В.Е. Мильштейн (1970, стр. 113), возможно, являются среднери-

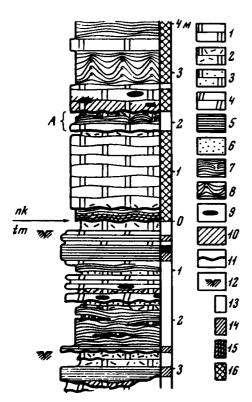


Рис. 18. Разрез пограничных горизонтов томулахской (un) и неколээхской (nk) свит. Правый берег р.Котуйкан в 1,3 км выше устья р. Неколээх

1-4 - доломиты: 1 - зернистые, 2 - обломочные, 3 - песчанистые, 4 - глинистые; 5 - аргиллиты; 6 - песчаники и гравелиты; 7 - пластовые и пластовостолбчатые строматолиты; 8 - пластовые строматолиты с коническими наслоениями, осевыми зонами и микроструктурой, описанной для Conophyton metula Kir.; 9 конкреции кремней; 10 - эпигенетическое окремнение; 11 - поверхности размывов; 12 - трещины усыхания: 13-16 - окраска пород: 13 - светло-серая и серая. разных оттенков, 14 - зеленая, 15 темно-серая до черного, 16 - темно-коричневая и темно-коричневато-серая. А регрессивный осадочный ритм в нижней части некюлээхской свиты, сложенный породами томулахского облика

фейскими. Мною принимается раннерифейский возраст томулахской свиты исходя из имеющихся изотопных датировок и состава заключенных в ней строматолитов (Комар, 1966). Суммарная мощность свиты составляет 230-250 м.

Средний — верхний рифей

К средне-, верхнерифейским отложениям относятся некюлээхская и чурбукская свиты билляхской серии. Своеобразие комплексов фитогенных образований этих свит, связанное, возможно, со специфическими условиями осадконакопления на склонах Анабарского массива, а также противоречивость имеющихся палеонтологических данных не позволяют указать в этом разрезе точное положение границы двух названных фитем рифея.

Неколээхскую свиту слагают преимущественно темноцветные серовато-коричневые, нередко битуминозные доломиты. Они представлены хемогенными, строматолитовыми, онколитовыми, обломочными, глинистыми и кремнистыми разностями, чередующимися между собой, а также с маломошными прослоями аргиллитов, песчаников, алевролитов и песчанистых доломитов. Подошва свиты мною вслед за В.Е. Савишким (1959) проводится по появлению в разрезе темно-коричневых битуминозных разностей пород (см. рис. 18). На этой границе наблюдается локальный размыв, неотличимый от аналогичных размывов выше и ниже по разрезу. В 1,8-1,9 м от подошвы некюлээхской свиты залегает горизонт (0,3-0,35 м) пород томулахского облика, образующих четкий регрессивный ритм. Этот факт позволяет говорить о том, что в основании рассматриваемой свиты в разрезе по р. Котуйкан нет значительного перерыва.

Нижняя часть неколээхской свиты (45-50 м) представлена чередующимися пластами (от первых десятков сантиметров до первых метров) хемогенных, пластово-строматолитовых, обломочных, а затем и онколитовых доломитов. В 3 м от основания свиты развиты своеобразные пластовые строматолиты с коническими наслоениями (см. рис. 18), описываемые иногда как *Сспорhyton*

metula Kir. (Голованов, 1970). Для средней части свиты (90-100 м) характерно присутствие наряду с перечисленными выше породами мелких (редко более 1 м) биогермов столбчатых строматолитов (Anabaria radialis Kom., An. divergens Kom., Colonnella lineata Kom., Baicalia minuta Kom.), горизонтов глинистых и кремнистых доломитов и аргиллитов. Вышележащую часть разреза. (110-120 м) слагают преимущественно пластовые строматолиты, разделенные через каждые 0,2-3 м поверхностями подводных размывов. К этим поверхностям приурочены маломощные (5-20 см) прослои хемогенных, онколитовых, обломочных доломитов и реже кварцевых песчаников. В 30-35 м от кровли этой пачки постепенно возрастает количество песчанистых пород и появляются прослои (до 0,2 м) глауконитовых кварцевых алевролитов. Возраст глауконита с этого уровня определен в 1200, 1170, 1150 млн. лет ("Геохронология...", 1968; Злобин, Голованов, 1970). Разрез некюлээхской свиты венчается пластом с Colonnella cormosa Kom. (16-18 м), который является важнейшим маркирующим репером рифейских отложений р. Котуйкан, и 9-10метровым горизонтом пластовых строматолитов. Оба эти горизонта имеют характерную для свиты темную серовато-коричневую окраску. Суммарная мошность некюлээхской свиты составляет 270-290 м.

Чурбукская свита залегает с локальным размывом на закарстованной поверхности некюлээхских строматолитовых пород (3,5 км ниже устья Джогджо) и начинается 3-метровым горизонтом розовато— и коричневато—серых мелкообломочных и косоволнистослоистых доломитов. Мощный (550-600 м) разрез свиты может быть разделен на четыре толши. Нижняя из них (110 м) представлена преимущественно светлыми коричневато— и розовато—серыми доломитами, сложенными главным образом пластовыми, реже желваковыми стромато—питами (Stratifera pseudocolumnata Kom., Nucleella inconformis Kom., N. cortinata Kom.). Подчиненное значение имеют прослои обломочных и хемогенных доломитов. Начиная с верхней половины этой толши и далее практически по всему разрезу свиты присутствуют линзы и стяжения диагенетических кремней. Вторая толща (240-260 м) отличается появлением прослоев и пластов (до 3 м) онколитовых доломитов. Широко развито эпигенетическое окремнение пород, захватывающее в первую очередь их онколитовые и обломочные разно—сти.

В третьей толше наблюдается более равномерное чередование горизонтов (первые метры) онколитовых и пластово-строматолитовых образований между собой и с подчиненными прослоями афанитовых, глинистых и песчанистых доломитов, а также зеленых аргиллитов. В этой толше впервые встречены единичные мелкие (до 1 м) биогермы столбчатых строматолитов (Boxonia lissa Kom.). Широкое распространение последних – отличительная особенность четвертой, верхней толши чурбукской свиты. Здесь развиты Gymnosolen furcatus Kom., В. lissa Kom. и Kotuikania torulosa Kom., а также аналогичные им по микроструктурам пластовые строматолиты. Кроме того, в этой толше несколько сокращается количество онколитовых пород. Мощность ее существенно меняется в зависимости от глубины предстарореченского среза, но в целом превышает 100 м.

Для всего разреза чурбукской свиты характерны многочисленные локальные перемывы, амплитуда которых нередко достигает 0,5 м, следы древнего карста, знаки ряби, а также описанная в главе 5 четкая ритмичность трансгрессивного типа, которая наиболее ярко выражена в двух верхних толшах (см. рис. 51, A).

В определении возраста неколээхской и чурбукской свит билляхской серии существуют крупные расхождения. По мнению З.А. Журавлевой (1964), обе эти свиты, содержашие так называемый III комплекс микрофитолитов (см. также Мильштейн, 1965, 1970), относятся к верхнему рифею. Некоторые исследователи (Крылов, Нужнов, Шаповалова, 1968, стр. 428) указывают также, что в рифейских отложениях, вскрытых р. Котуйкан, ими не были обнаружены строматолиты "среднерифейского облика". Вэглядам о выпадении среднего ри-

фея в описываемом разрезе противоречат отсутствие существенного перерыва между некюлээхской и нижнерифейской томулахской свитами, имеющиеся изотопные датировки и некоторые данные по строматолитам. Хотя строматолиты рассматриваемых свит представлены главным образом эндемичными формами, некоторые виды (Baicalia minuta Kom., Anabaria radialis Kom., Colonnella cormosa Kom. из некюлээхской свиты и Gymnosolen furcatus Kom., Boxonia lissa Kom., Kotuicania torulosa Kom. из двух верхних толш чурбукской свиты) находят аналогов соответственно в средне- и верхнерифейских отложениях Оленекского поднятия и Хараулахского выступа (Комар, 1966; Комар, Семихатов, 1968). Исходя из этих, а также радиологических данных первую из упоминавшихся свит относят к среднему, а вторую - к верхнему рифею (Комар и др., 1964; Комар, 1966; Келлер, Семихатов, Чумаков, 1967; и др.). Однако, поскольку датировки 1150-1170 млн. лет, характеризующие среднюю часть рифея, относятся к самым верхним горизонтам некюлээхской свиты $^{\perp}$, а верхнерифейские столбчатые строматолиты появляются лишь во второй половине чурбукской свиты, не исключено, что к среднему рифею принадлежат также одна или две нижние толши последней. В данной работе условно принята эта точка зрения.

Терминальный рифей

Терминальный рифей (юдомский комплекс) представлен старореченской свитой и немакит-далдынским горизонтом устькотуйканской свиты.

Старореченская свита залегает на чурбукских отложениях с азиму- тальным и угловым несогласием. Величина последнего в пределах одного обнажения (правый берег р. Котуйкан в 3 км к югу от устья р. Амбаардаах) меняется с юго-востока на северо-запад от 5 до 20° . В эрозионных карманах развиты брекчии и конгломерато-брекчии из обломков подстилающих доломитов и кремней с аргиллитовым и глинисто-доломитовым цементом. Мошность этих образований не превышает 0,4 м.

Рассматриваемая свита (43-45 м) сложена переслаивающимися пластами (0,1-4 м) серых и коричневато-серых строматолитовых, онколитовых, глинистых, хемогенных (часто с шелями от вышелачивания кристаллов гипса) и редких кремнистых доломитов. Обычны прослои (до 0,5 м) и линзы аргиллитов, мергелей, кварцевых глауконитовых песчаников, приуроченные главным образом к средней части разреза. Строматолиты (Paniscollenia emergens Kom., Colleniella singularis Kom., Stratifera irregularis Kom. и единичные Boxonia grumulosa Kom.), а также микрофитолиты старореченской свиты характерны для юдомского комплекса (Журавлева, Комар, 1962; Журавлева, 1964; Комар, 1966; Семихатов, Комар, Серебряков, 1970; и др.). Изотопный возраст глауконита из средней и верхней частей свиты равен соответственно 673 и 623 млн. лет (Злобин, Голованов, 1970).

Выше согласно или с местным размывом залегает немакит-далдынский горизонт устькотуйканской свиты (80 м). Он начинается пластом (0,3-2 м) песчанистых доломитов с линзами и прослоями кварцевых глауконитовых песчаников. Глауконит из этого горизонта имеет возраст 580 млн. лет (Каzakov, Кпогте, 1970). Вышележащая часть разреза представлена, по данным В.В. Миссаржевского (Розанов и др., 1969), бордовыми и сиреневыми аргиллитами и глинистыми известняками (15-16 м), которые сменяются зеленоватыми и серыми известняками (55-57 м) с редкими прослоями доломитов и двумя маломощными горизонтами строматолитов плохой сохранности. Венчает разрез пачка (7-10 м) массивных зеленовато-серых слабоглинистых извест-

Многие исследователи (Беляков, Голованов, Сафронов, 1964; Злобин, 1968; Злобин, Голованов, 1970; и др.) начинают глауконитовыми алевролитами этого уровня вышележащую чурбукскую свиту.

няков. В немакит-далдынском горизонте кроме микрофитолитов верхней части коломского комплекса содержатся трубки Anabarites trisulcatus Miss., а у кров-ли разреза - водоросли Korylophyton inopinatus (Voron.), Girvanella problematica Nich. et Ether., Renalcis sp. Выше согласно залегают отложения томмотского яруса нижнего кембрия.

Из описаний видно, что все карбонатные свиты рифейского разреза Западного Прианабарья насыщены разнообразными строматолитами. Хорошая обнаженность позволяет изучать детали строения строматолитовых биогермов и их соотношения с вмещающими породами (см. часть II, главу 2). Большой интерес имеет также ритмичное строение развитых здесь толш.

Кроме данных по трем рассмотренным выше районам в работе используются отдельные наблюдения над строматолитами холычской свиты верхнего рифея и похтуйской свиты юдомского комплекса Патомского нагорья (р. Лена между устьем Большого Патома и пос. Нохтуйское), кютингдинской свиты нижнего рифея и дебенгдинской свиты среднего рифея Оленекского поднятия (реки Кюютингде и Улахан-Юеттээх).

Глава 2.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ СТРОМАТОЛИТОВЫХ БИОГЕРМОВ

Одним из наиболее важных вопросов, стоящих перед исследователями строматолитов, является вопрос о степени и характере влияния абиотических факторов на морфологию фитогенных образований. О существовании такого влияния позволяют говорить данные по современным строматолитам (см.часть І, главу 1), а также присутствие различных по форме, но идентичных по микроструктуре построек в различных частях ископаемых биогермов (Крылов, 1965, 1967, 1972; Шенфиль, 1965; Комар, Семихатов, 1965, 1968; и др.).

Текстурно-структурные и морфологические особенности (признаки) строматолитов можно разделить, развивая взгляды И.К. Королюк (1960) и И.Н.Крылова (1965), на три категории: а) полностью имеющие биологическую природу: б) образованные при взаимодействии биотических и абиотических факторов и в) целиком обусловленные внешним воздействием. Исходя из актуалистических данных (см. часть І, главы 1, 2), логично допустить, что к первой категории признаков относятся микроструктуры строматолитов (если они не несут явных следов наложенных изменений), а к двум другим - морфологические особенности построек. Особый интерес представляют признаки второй категории, к которым, по всей видимости, принадлежит большинство морфологических признаков, используемых при диагностике и классификации строматолитов. Имея в целом биотическую природу, они, вероятно, в определенных пределах могли видоизменяться под воздействием внешних факторов. Иначе говоря, в таких признаках отражается взаимодействие биотических и экологических причин в образовании отдельных разновидностей строматолитов. Очевидно, что лишь признаки двух первых категорий имеют стратиграфическое значение и могут рассматриваться в качестве диагностических. Признаки третьей категории, например пространственная ориентировка построек и их асимметрия (Крылов, 1965; Hoffman, 1967; Trompette, 1969; Krüger, 1969), могут служить только индикаторами среды, в частности, указывать направление палеотечений и т.д.

Анализ морфологической изменчивости строматолитов внутри биогермов дает основание связывать ее с различиями или непостоянством условий формирования построек. Вместе с тем отчетливые пределы и специфика такой изменчивости для определенных разновидностей строматолитов, впервые подчеркнутые И.Н. Крыловым (1967), позволяют говорить об общей биологической обуслов-

ленности формы фитогенных образований. Анализ разных аспектов этой проблемы дается в главах 2, 3 и 4, которые, несмотря на различия в объектах исследования и в подходе к ним, взаимно дополняют и уточняют одна другую.

Настоящая глава посвящена некоторым чертам строения и особенностям образования строматолитовых биогермов. Я намеренно избегал в ней подробного описания конкретных фитогенных тел, преследуя несколько иные цели: во-первых, попытаться выявить какие-то общие особенности формирования различных по возрасту и характеру биогермов, а во-вторых, заострить внимание на тех вопросах образования построек, их строения и взаимоотношения с вмещающими отложениями, которые пока еще не привлекли к себе должного внимания исследователей.

Морфологические изменения строматолитов в вертикальном разрезе биогермов

Наблюдения над рифейскими строматолитовыми биогермами и вмещающими отложениями показывают, что условия среды в течение времени их формирования в общем случае не оставались постоянными. Изменения условий, выраженные с различной четкостью, имеют обычно трансгрессивный или трансгрессивно-регрессивный характер¹.

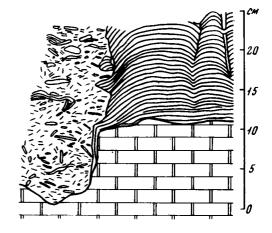
Начало формирования строматолитов, как правило, следует во времени за перерывами в осадконакоплении. Водорослевые постройки или непосредственно залегают на размытой поверхности подстилающих отложений, или отделяются от них горизонтами микрофитолитовых, а чаще обломочных карбонатов различной мощности (табл. I, 1). Наряду с фрагментами непосредственно подстилающих известняков или доломитов здесь нередко присутствуют обломки развитых в этих породах диагенетических, а иногда (платоновская свита р. Сухой Тунгуски и томулахская свита р. Котуйкан) и эпигенетических кремней. Значительная длительность внутриформационных перерывов, которые в ряде случаев предшествовали колонизации дна водорослями, отражена также в частом развитии строматолитов на гладкой бугристой поверхности твердого дна (рис. 19, 23—25, 33, 36, 39, 41, 44; табл. I, 2). На этой поверхности иногда наблюдаются глубокие эрозионные карманы, заполненные обломками подстилающих пород (рис. 19), и выступы подчас весьма прихотливой формы (рис. 20,34).

По-видимому, несколько реже строматолиты начинали свой рост на рыхлых, нелитифицированных осадках (рис. 21, табл. II, 1-4). Основание биогерма, изображенного на рис. 21, как и соседних биогермов, имеет форму, которую трудно объяснить размывом твердого ложа. И.К. Королюк (1962) связывала сходную караваеобразную форму "ядер" нижнекембрийских стромато-литовых онкоидов с участием в их строении несохранившихся биоморфных пород. Однако в нашем случае "ядра" биогермов сложены типичными неорганогенными породами. Представляется, что образование карманов здесь шло одновременно с ростом биогерма и, вероятно, было обусловлено выносом осадка с незакрепленных водорослевыми дерновинками участков дна. На современном материале показано (Gebelein, 1969), что частичное удаление пленки синезеленых водорослей с поверхности карбонатных песков приводит к быстрому изменению рельефа последних и интенсивному перемещению осадочного материала.

Амплитуда рельефа в основании некоторых рифейских биогермов достигает 1-2 м, однако чаще она не превышает 3-15 см. Иногда можно видеть (рис. 22), что размыву подвергались лишь возвышавшиеся участки ложа. Эрозионный рельеф нередко как бы "наследует" первичные неровности дна, отраженные в косослоистых или волнистых текстурах подстилающих отложений (рис. 23, см. рис. 33).

¹ Специфические случаи залегания строматолитов внутри регрессивных осадочных ритмов будут рассмотрены в части II, главе 3.

рис. 19. Участок основания биогерма пластово-столбчатых строматолитов. Видны пологоволнистая поверхность размыва и эрозионный карман, заполненный плоскими обломками подстилающих доломитов и строматолитов. Рисунок по фотографии, Некюлээхская свита, р. Котуйкан в 2 км выше устья р. Джогджо



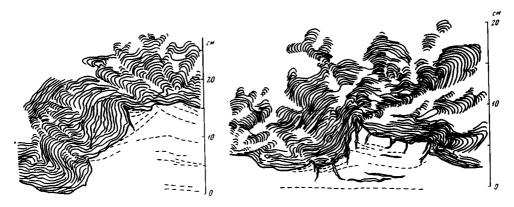


Рис. 20. Участки основания двух одновозрастных биогермов с Tungussia nodosa. Своеобразный рельеф твердого дна связан, вероятно, с выкалыванием блоков подстилающих глинистых известняков по развитым в них диагенетическим жилкам тонкозернистого кальцита (см. рис. 34). На выступах дна сравнительно четкие столбики, располагающиеся веером. В понижениях – пластовые и пластово—столбчатые строматолиты. Пунктирными или точечными линиями здесь и ниже показано дешифрируемое направление слоистости пород. Рисунки по фотографиям. Нижняя подсвита сухотунгусинской свиты, р. Нижняя Тунгуска ниже скалы Налимий Бык

Важно отметить, что поверхность этих отложений крайне редко несет признаки пребывания в субаэральных условиях (карст, ожелезнение, трещины усыкания и т.д.). В подавляющем большинстве случаев перерывы в осадконакоплении и размыв не были связаны, вероятно, с выходом пород на дневную поверхность. Это обстоятельство с новой стороны дополняет критику представлений о том, что строматолиты (вне зависимости от их геологического
возраста) развиты преимущественно или исключительно в пределах приливноотливных зон.

Приуроченность строматолитов к уровням размывов предопределяет их обычную ассоциацию с разнообразными обломочными образованиями. Обломки подстипающих пород, размеры которых могут достигать нескольких десятков сантиметров, обогащают нижнюю часть биогермов, размещаясь в промежутках между столбиками (рис. 24, см. рис. 27, A) или образуя нечетко ограниченные скопления, сложно перемежающиеся с участками развития строматолитов (рис. 25).

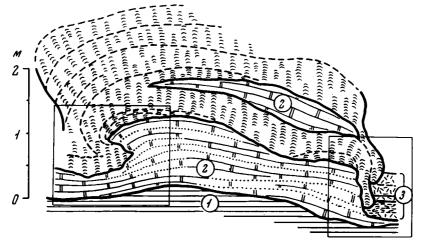


Рис. 21. Биогерм столбчатых строматолитов, вероятно, сформировавшийся на поверхности нелитифицированного осадка. Пластовая отдельность в биогерме (пунктирные линии), отражающая стадии его роста, показывает, что подогнутые вниз части онкоида образовались поэже, чем строматолиты на возвышающемся участке дна. Столбики во всех частях биогерма ориентированы субвертикально.

1 - листоватые мергели; 2 - глинистые доломиты; 3 - обломочные доломиты разного типа. Прямоугольными рамками ограничены участки, показанные на фотографиях (табл. II, 3, 4). Нижняя подсвита платоновской свиты, р. Сухая Тунгуска ниже избы Буровой

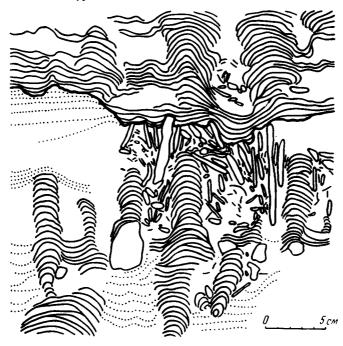


Рис. 22. Два строматолитовых ритма, разделенные поверхностью перерыва с локальным размывом. Размывались только возвышавшиеся участки дна, тогда как в понижении его рельефа торчащие концы крупных обломков не разрушены. Рисунок по фотографии. Чуумнахская свита, VI пачка, р. Котуйкан в 0,5 кмовыше устья р. Улахан.—Томуулааха (см. рис. 17)

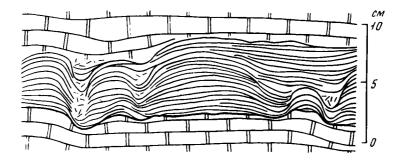
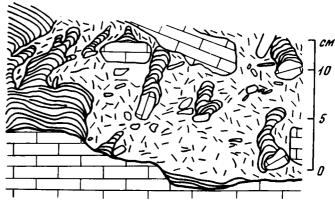


Рис. 23. Участок биострома пластовых строматолитов с "зачатками" межстолбикового пространства, которое заполнено обломками строматолитов и хемогенными доломитами. В основании биострома размыв, наследующий первичные неровности поверхности осадка. Рисунок по фотографии. Верхняя пачка томулахской свиты, р. Котуйкан в 1,7 км выше устья р. Некюлээх

Рис. 24. Участок основания байкалиевого биогерма. Столбики начинаются с размытой поверхности подстилающих известняков или с их обломков,
которые обогащают нижнюю
часть биогерма. Рисунок
по фотографии. Нижняя
подсвита свиты Буровой,
р. Сухая Тунгуска выше
устья р. Таборной



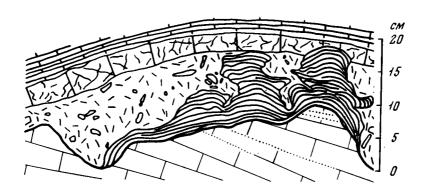


Рис. 25. Участок основания биогерма с *Tungussia nodosa*. Виден размыв, предшествовавший образованию строматолитов, которые объединены общим пластовым основанием. Рост столбиков прекратился в разное время. Выше строматолитов внутри биогерма прослеживаются линзовидные горизонты темносерых известняков с жилками кальцита и тонкослоистых известняков. Рисунок по фотографии. Нижняя подсвита сухотунгусинской свиты, р. Сухая Тунгуска

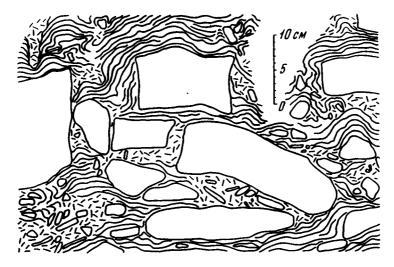


Рис. 26. Участок базального горизонта того же биогерма. Глыбы и гальки подстилающих пород как бы цементируются пластовыми строматолитовыми пленками. В левом верхнем углу видно появление столбчатых строматолитов. Рисунок по фотографии

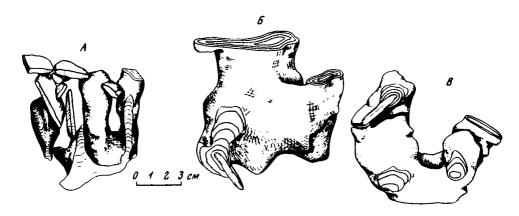


Рис. 27. Характер соотношения строматолитов с крупными гальками. Объемные реконструкции

A – столбчатые строматолиты нижней подсвиты платоновской свиты, р. Сухая Тунгуска ниже устья руч. Болотного; Б. В – Baicalia maica, игниканская свита, р. Мая выше устья Малого Кандыка

Иногда обломки как бы цементируются "водорослевыми пленками" (рис.26) или служат основанием для отдельных столбиков (рис. 22, 24, 27, Б, В; табл. III, 2) и целых биогермов (рис. 28, 29). Здесь же обычны многочисленные поверхности локальных размывов.

Все это показывает, что рост биогермов начинается в весьма сложной и специфичной обстановке осадконакопления: в условиях высокой подвижности вод и в непосредственной близости от базиса действия воли или подводных течений. Следовательно, можно думать, что мелководная (по всей видимости сублиторальная) обстановка, примерно отвечающая условиям образования грубообломочного карбонатного материала, была наиболее обычной для начала формирования большинства рифейских строматолитов. Весьма показательно в этом

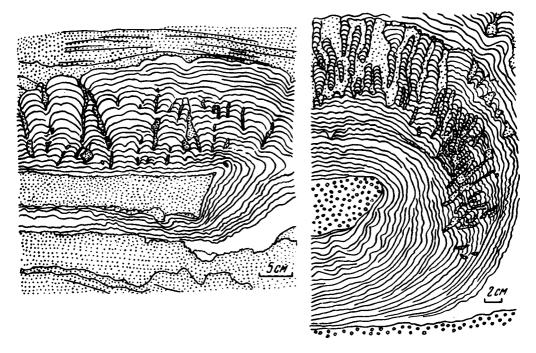


Рис. 28. Краевые зоны двух "онколитово-строматолитовых" желваков, сформировавшихся на отторженных, некоторое время перекатывавшихся глыбах известняков. Рисунки по фотографиям. Холычская свита, р. Лена против устья Большого Патома

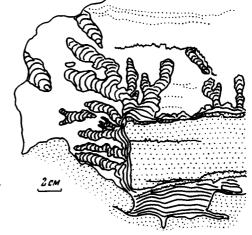


Рис. 29. Столбчатые строматолиты, нарастающие на отторженную глыбу подстилающих песчанистых известняков. Рисунок по фотографии. Холычская свита, р. Лена против устья Большого Патома

смысле то, что внутри глинистых или глинисто-карбонатных толш строматолиты, как правило, приурочены к горизонтам и линзам конгломератов и конгломерато-брекчий (рис. 30, табл. 1,2). Примером подобных соотношений являются соответствующие пачки чуумнахской свиты Западного Прианабарья или миро-едихинской свиты Туруханского района.

Ассоциация строматолитов с кластогенными образованиями характерна не только для базальных, но и для более высоких частей биогермов, хотя размерность обломочного материала вверх по разрезу в целом уменьшается, а

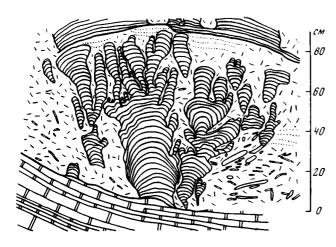


Рис. 30. Биогерм с Kussiella kussiensis внутри линзы карбонатных обломочных пород. Формировался на вогнутом участке твердого дна. Характерно отсутствие четкой боковой границы и сильно наклоненных столбиков в краевой части биогерма. Прижизненная высота биогерма практически не превышала прижизненной высоты отдельных столбиков. Рисунок по фотографии. Чуумнахская свита. VI пачка, р. Котуйкан в 4 км к юго-юго-западу от устья р. Улахан-Томуулаах (см. рис. 17)

его состав существенно меняется. Как отмечал еще В.П. Маслов (1937 и др.), здесь преобладают фрагменты строматолитовых слоев в виде тонких, иногда изогнутых плиток. Максимальные скопления таких "фитокластов" наблюдаются по периферии онкоидов, т.е. в участках, наиболее открытых для внешнего воздействия. Разрушение возвышавшихся над дном фитогенных образований нередко приводило к появлению вокруг биогерма своеобразного обломочного "шлейфа" (рис. 31). Случаи его отсутствия можно, вероятно, объяснить выносом и переотложением обломков. Скопления "фитокластов", непосредственно не связанные с биогермами, часто наблюдаются в рифейских карбонатных толщах. Иногда такой шлейф являлся составной частью массивного биогермного тела и вместе с ним затем обволакивался хемогенными осадками (рис. 32).

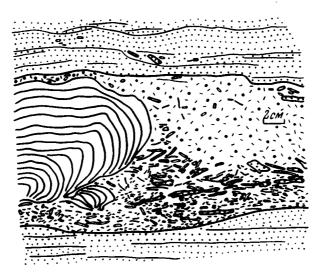


Рис. 31. Обломочный "шлейф", формировавшийся одновременно со строматолитовым желваком, главным образом за счет его разрушения. Строматолиты и "шлейф" перекрываются онколитово-обломочными, а затем песчанистыми известняками с редкими карбонатными гальками. Рисунок по фотографии. Холычская свита, р. Лена против устья Большого Патома

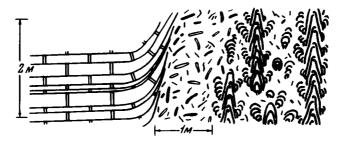


Рис. 32. Зона плоскогалечных конгломерато-брекчий (главным образом обломки строматолитов) в краевой части якутофитонового биогерма. Судя по прилеганию вмещающих плитчатых доломитов, прижизненная высота биогерма была не менее 1 м. Схематизированная зарисовка обнажения. Деревнинская свита, доломитовая пачка, р. Нижняя Тунгуска ниже Стрельных гор (см. рис. 64)

Следует отметить, что, несмотря на обилие обломков, следы разрушения в строматолитах наблюдаются сравнительно редко. Возможное объяснение этому явлению дано в третьем разделе данной главы.

Изменение характера осадконакопления отмечается, как правило, и в кровле биогермов. Хотя тип перекрывающих пород может быть самым различным – от конгломератов до однородных горизонтальнослоистых пород – в их соотношении со строматолитами выявляются некоторые общие черты (рис. 23, 33, 34, 36, Б, В, табл. III, 3). В первую очередь обращает внимание обычное отсутствие на этом уровне перерывов в осадконакоплении или размывов. Жизнедеятельность водорослевых колоний в разных частях биогерма прекращалась не одновременно: даже соседние столбики часто заканчиваются на несколько различных уровнях.

Итак, в самых грубых чертах намечаются три этапа формирования строматолитовых биогермов, отвечающих определенным изменениям внешних условий.

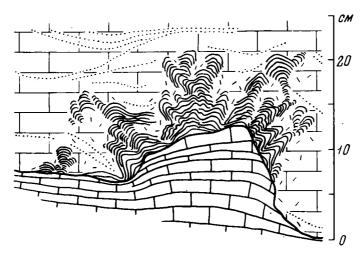


Рис. 33. Биогерм с *Tungussia nodosa*. Строматолиты веерообразно росли на выступе дна, эрозионный рельеф которого в определенной степени наследовал первичные неровности поверхности подстилающих пород. Столбики заканчиваются на разных уровнях и без размыва засыпаются абиогенным осадком. Рисунок по фотографии. Нижняя подсвита сухотунгусинской свиты, р. Нижняя Тунгуска ниже скалы Налимий Бык

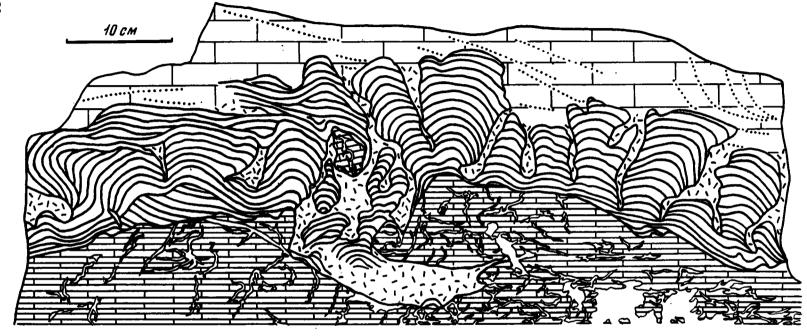


Рис. 34. Биогерм с *Tungussia nodosa*. Характер и происхождение рельефа дна аналогичны показанному на рис. 20. Межстолбиковое пространство обогащено обломками строматолитов и подстилающих известняков. Столбики заканчиваются на разном уровне и без размыва засыпаются хемогенным осадком. Рисунок по фотографии. Нижняя подсвита сухотунгусинской свиты, р. Нижняя Тунгуска ниже скалы Налимий Бык

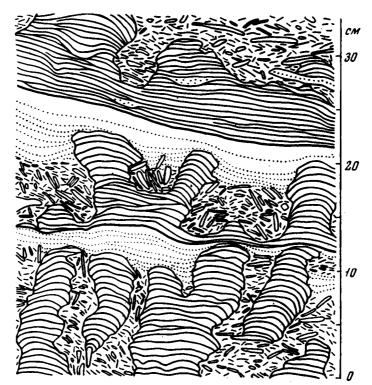


Рис. 35. Три строматолитовых ритма трансгрессивного типа. Строматолиты Kussiella kussiensis залегают на подстилающих отложениях без явно выраженного размыва. Они начинаются с общего пластового основания, которое затем распадается на отдельные столбики. Часть столбиков "растет" на гальках. Межстолбиковое пространство в нижней части ритмов переполнено обломками строматолитовых слоев. Выше его выполняют тонкослоистые доломиты, прилегающие к вершинам столбиков и торчащим галькам. Четкость слоистости в доломитах уменьшается вверх по разрезу ритма. Рисунок по фотографии. Чу-умнахская свита, VI пачка, р. Котуйкан в 0,5 км выше устья р. Улахан-Томуулаах (см. рис. 17)

Направленность этих изменений не всегда выявляется достаточно четко 1, но во многих случаях (рис. 35, 36, Б,В; табл. III, 3) не вызывает сомнений.

На первом этапе появлялась возможность для колонизации субстрата водорослями с образованием дерновинок. Строматолиты постепенно приобретали
тот тип строения, который в максимальной мере соответствал особенностям
данной водорослевой колонии и (или) данной экологической обстановке. Условия
второго этапа, по всей видимости, были наиболее благоприятными для роста
строматолитов. Наконец, на третьем этапе изменение обстановки приводило к
постепенному отмиранию водорослевых колонии и прекращению формирования фитогенных построек. В общем случае форма строматолитов в нижней и верхней
частях биогермов отличается от их формы в центральной части меньшей четкостью и меньшей "морфологической определенностью". Это связано, возможво, с теми предельными для образования строматолитов условиями, которые,

¹ Наиболее ярко она выражена в мелких осадочных ритмах, заключающих строматолиты в качестве одного из своих членов, и будет специально рассмотрена в главе 3.

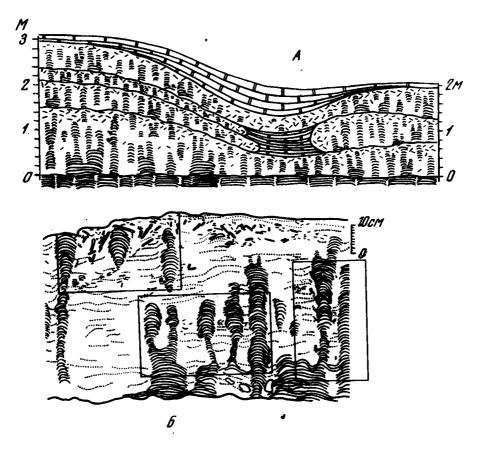
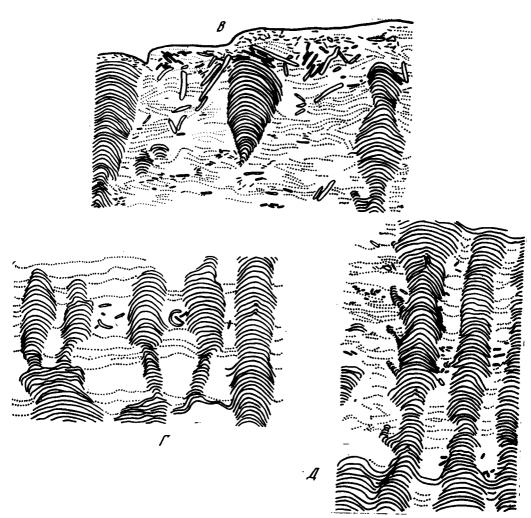


Рис. 36. Характер соотношения серии биогермов с Kussiella kussiensis (A) и строение отдельных их участков (Б-Д)

 А – биогермы разделены поверхностями подводных перемывов. Столбики субвертикальны во всех зонах. У края биогермов строматолиты замещаются плоскогалечными конгломератами из обломков строматолитов и вмещающих пород;
 Б – участок левой части нижнего биогерма, ограниченный снизу и сверху по-

как можно думать, существовали на начальном и заключительном этапах их формирования.

Впервые подобная вертикальная зональность строения строматолитовых тел была отмечена Ф.Я. Власовым (1965) для пластовых и И.Н. Крыловым (1965, 1967) для столбчатых образований. Для ее объяснения Ф.Я. Власов (1965, 1970; см. также Крылов, 1967) выдвинул гипотезу о трех стадиях "развития водорослевой колонии" - юной (ювенильной), зрелой (дефинитивной) и старческой. Образование биогермов сравнивается при этом с "развитием био-логической особи, животного или растения" (Крылов, 1967, стр. 21) и определяется терминами "развитие" и даже (Власов, 1970) "онтогенез". Ф.Я. Власов (там же, стр. 171) замечает, впрочем, что "рассмотренные стадии есть



верхностями размывов (прямоугольные рамки показывают положение рисунков В, Г, Д); В – концентрация обломков у кровли биогерма; Г – изменение диаметра строматолитов, проявляющееся практически одновременно у четырех соседних столбиков; Д – якутофитоновидные отростки и участки с осевой зоной у столбиков куссиелл. А – схематическая зарисовка обнажения; Б-Д – рисунки по фотографиям. Чуумнахская свита, VI пачка, р. Котуйкан в 4 км к юго-юго-западу от устья р. Улахан-Томуулаах (см. рис. 17)

в значительной степени отражение экологических условий, и толковать их только как возрастные (юная, зрелая, старческая) было бы упрощением". Однако
в цитируемой работе все экологические условия сводятся лишь к "плотности
колоний в биогермах и биостромах" и к возможности "приращения жизненной
поверхности" (там же, стр. 170).

Имеющиеся данные заставляют осторожно относиться к этим представлениям. Хотя набор морфологических разновидностей построек в биогермах определенных строматолитов вполне специфичен, в двух соседних биогермах и даже в разных участках одного биогерма морфологические изменения строматолитов на каждом из этапов его формирования могут иметь различный характер. Наиболее наглядно это проявляется на начальном этапе. В частности, изучение

многочисленных куссиепловых 1 биогермов чуумнахской свиты показало, большое разнообразие их строения. В основании некоторых из биогермов наблюдается общий пластовый цоколь (см. рис. 35), в других оказываются соединенными лишь несколько соседних столбиков (см. рис. 36) и, наконец, в строении третьих биогермов пластовые разности построек на этом уровне вообще отсутствуют (см. рис. 30). Нередко прослеживание подошвы биогерма позволяет установить одновременное существование двух, а то и всех трех указанных вариантов. Сходная картина иногда наблюдается и в кровле этих биогермов.

На рис. 20, 33, 34 можно видеть различное строение базальной части биогермов с Tungussia nodosa Semikh., связанное с разнообразными внешними причинами: особенностями рельефа дна, количеством и размерностью обломочного материала и т.д. Примеры такого рода можно было бы продолжить. Они показывают, что морфологические особенности строматолитов в разных частях биогермов нельзя объяснить только биотическими факторами. В не меньшей, а, возможно, и в большей степени они могли определяться экологическими условиями.

Более того, само трехзональное строение строматолитовых тел, очевидно, пишь частный случай более общего явления – реакции формы построек на изменения внешних условий. Так, в вертикальном сечении биогермов иногда наблюдается многократное чередование горизонтов, сложенных определенными морфологическими группами (формальными родами) строматолитов 2. Еще чаще выявляются мелкие изменения формы, ориентировки или размеров построек, достаточно однозначно и одновременно проявляющиеся у серии соседних столбиков или даже по всей площади онкоида.

Например, в биогерме Baicalia maica Nuzhn. (игниканская свита, р. Ляки в 2 км выше устья р. Окталы) отмечено резкое изменение крутизны арок, приуроченное к нескольким горизонтам мошностью от 2-3 до 10 см. Участки с
коническими наслоениями практически одновременно появляются у большинства столбиков байкалий и также одновременно сменяются арками полусферической формы. В байкалиевых горизонтах известняковой пачки деревнинской свиты
(см. рис. 64,A) устанавливаются относительно синхронные уровни появления
осевой зоны у многих столбиков. В данном случае это не сопровождается заметным изменением крутизны арок. В куссиелловых биогермах часто можно видеть, что ветвление многих столбиков происходит практически одновременно
(табл. IV, 1, 2).

Внутри биогермов иногда появляются выдержанные по простиранию горизонты наклонных столбиков, связанных постепенными переходами с выше— и нижерасположенными субвертикальными постройками. Два таких горизонта можно видеть во второй пачке чуумнахской свиты. Нижний из них мошностью 0,7 м образован тесно сближенными неветвистыми строматолитами, наклоненными к востоку под углом 60-40°. Он прослежен в пределах обнажения более чем на 50 м. Строматолиты другого горизонта (30-50 см) наклонены в том же направлении под углом 70-30° (табл. IV, 3, 4). Причина образования наклонных построек не ясна. Возможно, она кроется в воздействии постоянных подводных течений, которые могли вызывать последовательное смещение активных водорослевых дерновинок в определенном направлении. Труднее объяснить появление горизонтов с наклонными столбиками среди вертикально—пластинчатых построек группы плателла (см. рис. 65,М).

Более сложная картина наблюдалась в разрезе деревнинской свиты у ручья Гремячьего (см. рис. 64). В 0,4-0,8 м от подошвы соседних байкалиево-

¹ Названия биогермов здесь и далее даются по наиболее характерной группе строматолитов, слагающих их центральную часть, ходя постройки в базальных, верхних и периферических зонах могут отвечать диагнозу других групп или даже типов строматолитов.

² Этот тип строения строматолитовых биогермов будет подробно рассмотрен в главе 4.

якутофитоновых биогермов устанавливается одновременное появление наклонных (30-35) колоннелл (табл. V, 1), слагающих горизонт мощностью 0,4-0,5 м. Строматолиты наклонены в сторону межбиогермного пространства, т.е. навстречу один другому. В одном из биогермов наклонные постройки прослеживаются через все обнажение примерно на 20 м, в другом они через 5 м по простиранию сменяются вертикальными.

С изменениями внешних условий можно, очевидно, связать и приуроченные к определенчым уровням изменения размеров строматолитов. Интересны в этом отношении некоторые биогермы неколээхской свиты. У основания одного из них мощностью 0,6 м (левый берег р.Котуйкан в 5 км к востоку от устья р. Оччугуй-Томуулаах) строматолиты Colonnella lineata Кот. имеют диаметр 7-8 см при видимой высоте до 15-20 см. Через 30 см вверх максимальный лиаметр столбиков сокращается до 3 см, а еще через 25 см- до 1 см. В 3 км ниже по реке вскрыт другой биогерм мощностью 1,4-1,5 м. Диаметр слагающих его Anabaria divergens Kom., составляющий у основания менее 1 см, возрастает в 0,8 м от подошвы до 5-6 см, а затем вновь уменьшается до 2-3 см. В обоих случаях размеры столбиков изменяются постепенно, но быстро в пределах узких зон, в общем параллельных плоскостям напластования. Следует отметить, что, хотя все строматолиты каждого из биогермов имеют однотипную микроструктуру, при переходе от крупных к мелким формам наблюдается некоторая потеря четкости ее рисунка. Не исключено, что это связано с нарастающей в том же направлении интенсивностью перекристаллизации.

На участках куссиеллового биогерма, изображенных на рис. 36,Б,Г и в табл. V, 2, уменьшение диаметра построек у ряда соседних столбиков совпадает с появлением во вмещающих их доломитах многочисленных примазок глинистого вещества. Интересно, что в постройках, имевших большую прижизненную высоту, это изменение по существу не проявляется. Вероятно, формирование слабовыпуклых водорослевых дерновинок затруднялось поступлением пелитового материала, тогда как более возвышавшиеся над дном дерновинки развивались нормально.

Таким образом, можно предполагать, что как описанные выше, так и другие, подобные им, изменения формы, четкости, ориентировки или размеров построек в пределах вертикального разреза строматолитовых тел отражают не "стадии развития водорослевой колонии" или не только эти "стадии", а скорее являются следствием каких-то изменений экологических условий. Эти изменения проявлялись или по всей площади биогерма, или локально лишь на отдельных его участках. Возможное действие некоторых факторов среды на форму построек будет рассмотрено ниже, в главах 3 и 4.

Морфология строматолитов в краевых зонах биогермов

В краевых зонах биогермов нередко устанавливаются существенные изменения в характере построек. Они могут быть сведены к двум основным типам:

1) к появлению здесь наклонных, горизонтальных, а иногда и запрокинутых столбиков и 2) к переходу столбчатых строматолитов в столбчато-пластовые и пластовые.

Наблюдения показывают, что одним из главных факторов, определяющих наличие или отсутствие подобных изменений, являлась прижизненная высота биогерма (рис. 37). Эта величина во многих случаях существенно отличалысь от прижизненной высоты отдельных столбиков (рис. 38). Так, в свите Буровой (р.Сухая Тунгуска) некоторые биогермы возвышались над дном бассейна (судя по облеканию их вмещающими слоистыми породами) примерно на 1 м, тогда как прижизненная высота слагающих их байкалий не превышала 2-5 см. Степень подобного несовпадения контролировалась на начальных этапах формирования строматолитового тела рельефом дна, а в дальнейшем – соотношением интенсивности роста биогерма и накопления осадков.

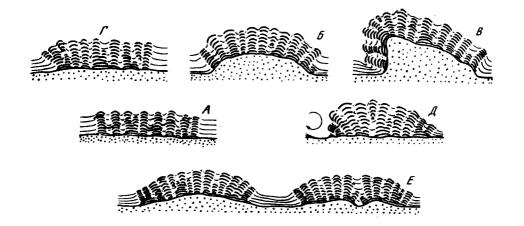


Рис. 37. Схема, иллюстрирующая зависимость ориентировки столбиков от рельефа основания биогерма и его прижизненной высоты. Объяснения в тексте

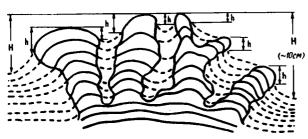


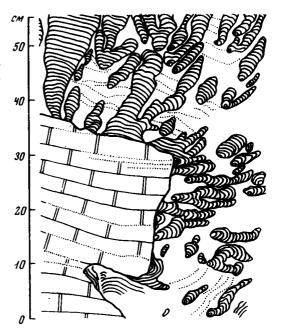
Рис. 38. Схематизированная зарисовка мелкого строматолитового биогерма. Видно, что прижизненная высота биогерма (Н) превосходит прижизненную высоту отдельных столбиков (h). Верхняя пачка свиты Буровой, р. Нижная Тунгуска ниже Стрельных гор

Осадконакопление в промежутках между строматолитовыми столбиками шло, по всей видимости, с большей скоростью, чем вне биогерма. Очевидно, сложный микрорельеф поверхности биогерма мог задерживать поступающий осадочный материал, препятствуя его дальнейшему перемещению. В то же время более интенсивное движение воды в межбиогермном пространстве, по-видимому, влекло за собой периодическое взмучивание и перераспределение осадка. Иногда это приводило к его полному выносу. В таком случае биогерм возвышался над дном практически на всю мошность, что особенно характерно для палеозойских, в частности силурийских (Маслов, 1960), строматолитовых биогермов, но отмечается и у рифейских. В результате различий в скоростях осадконакопления уровень дна в пределах биогерма оказывался приподнятым, очерчивая бугор различной степени выпуклости (см. рис.37, Б.Е). Поскольку водорослевые дерновинки располагались в целом параллельно поверхности таких бугров, на их покатых склонах формировались наклоненные строматолитовые столбики (см. рис. 37, Б, В). Если же прижизненная высота биогерма и слагающих его построек существенно не различалась, столбики повсеместно ориентировались субвертикально (см. рис. 37.А)

Зависимость ориентировки строматолитов от степени возвышения биогерма над дном бассейна намечается уже на первых этапах образования строматолитов. Столбики, нарастающие на крупный выступ дна или крупный обломок, располагаются, как правило, веерообразно (см. рис. 20, 29, 33, 39, 40). В случаях, когда биогерм формируется на плоском или слабо вогнутом участке дна, ориентировка колонок близка к вертикальной (см. рис. 30). Хорошим примером указанной зависимости могут служить куссиелловые биогермы

Рис. 39. Уступ дна в основании биогерма с Boxonia allahjunica

Строматолиты в целом растут перпендикулярно к поверхности подстилающих доломитов. Форма наслоений мало связана с рельефом субстрата. В затемненной нише — морфологически нечеткие строматолиты пластового облика. Рисунок по фотографии. Верхняя подсвита юдомской свиты, р. Аллах—Юнь у устья р. Чагды



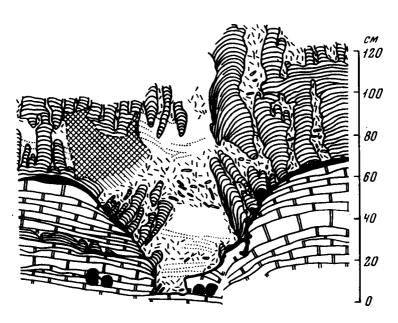


Рис. 40. Краевые зоны двух куссиелловых биогермов. Строматолиты нарастают на крупные эрозионные выступы, наследующие первичные неровности поверхности пород. Крайние столбики в биогермах наклонены к горизонту под углом до 60°. Межстолбиковое пространство слагают главным образом обломочные доломиты, а в промежутке между биогермами ойи чередуются с хемогенными доломитами. Черная заливка — эпитенетические кремни, наиболее широко развитые вдоль поверхности размыва и захватывающие нижнюю часть строматолитов. Заштрихована ниша в скале. Рисунок по фотографии. Чуумнахская свита, VI пачка, р. Котуйкан в 4 км к юго-юго-западу от устья Улахан-Томуулаах (см. рис. 17)

чуумнахской свиты. В первом из отмеченных случаев наклон столбиков к горизонту у края биогермов достигает 50-60 (см. рис. 40), а при большем наклоне столбчатые строматолиты замещаются пластовыми (рис. 41). Наклон построек во втором случае обычно не превышает 80°. Принципиально близкая картина наблюдается и в биогермах других групп столбчатых строматолитов. Таким образом, веерообразное расположение столбиков, считающееся универ сальной особенностью строения строматолитовых биогермов (Крылов, 1965, 1967; Семихатов, Комар, Серебряков, 1970; и др.), является лишь частным случаем их размещения. Исходя из этих данных, вертикальная ориентировка колонок во всех участках описанного ранее биогерма из платоновской свиты (см. рис. 21) может свидетельствовать о том, что рельеф подстилающих его отложений не был первичным, а возникал одновременно с ростом строматолитового тела.

Форма основания в значительной мере предопределяла и последующее превышение биогерма над дном. В общем случае высота биогерма, как уже говорилось, зависела от соотношения скорости его роста и интенсивности накопления осадка вокруг него. Можно, в частности, говорить о том, что биогермы, заключенные в обломочных или микрофитолитовых породах, имели, как правило, меньшую прижизненную высоту, чем аналогичные образования внутри хемогенных или глинистых карбонатов. Поскольку упомянутое соотношение скоростей из—за смены типа вмешающих осадков, неравномерности осадконакопления и (или) роста строматолитов не было постоянным, строение краевой зоны биогерма также могло неоднократно меняться. Так, в байкалиевых биогермах деревнинской и нерюенской свит при прослеживании этой зоны по вертикали иногда фиксируется многократное чередование участков с наклонными и вертикальными столбиками, которым соответствуют отрезки контакта с прилеганием и притыканием вмещающих пород.

Своеобразное явление наблюдается на участке краевой зоны биогерма, изображенном на рис. 32. Хотя его прижизненная высота (включая обломочный "шлейф" по периферии) составляла не менее 1 м, наклонные столбики здесь отсутствуют. Это, вероятно, объясняется тем, что скорость формирования "шлейфа" была соизмеримой с интенсивностью роста биогерма.

Часто можно видеть, что поверхность дна с двух сторон биогерма располагалась на различных уровнях, что вызывало несимметричную ориентировку
строматолитовых столбиков (см. рис. 37, Г, Д). Различия в уровнях синхронного осадка могли, в частности, возникать при неравномерном распределении
биогермов внутри пласта или пачки (см. рис. 37,Е). Интенсивность осадконакопления между двумя близко расположенными биогермами, вероятно, приближалась к величине, характерной для межстолбикового пространства, а при
значительном расстоянии между онкоидами – к скорости, обычной для ровного дна.

Строение краевой зоны, а точнее прижизненная высота биогерма, в значительной мере определяла и его общую форму. При значительной высоте и веерообразном расположении столбиков чаще образуются ровные, обособленные, корошо ограниченные онкоиды (рис.42), большинство из которых может быть отнесено, по классификации И.Т. Журавлевой (1966), к монолофоидам. При малой высоте и вертикальной ориентировке построек в краевой зоне биогерм обычно имеет неправильную форму и очень нечетко отделяется от вмещающих пород. Расширение биогерма осуществлялось в этом случае в результате захвата новых участков дна. Поэтому вдоль края биогерма часто наблюдается "зубчатое" переслаивание строматолитовых и нестроматолитовых пород (см., в частности. разрез горы Красной на рис. 62).

Переход столбчатых строматолитов в пластовые в краевой зоне биогермов происходит только при значительном возвышении последних над дном. Хотя появление в этой зоне переходных слоев между столбиками и локальных участков пластового строения характерно, по данным И.Н. Крылова (1967), для большинства строматолитовых биогермов, сплошные пластовые постройки устанав—

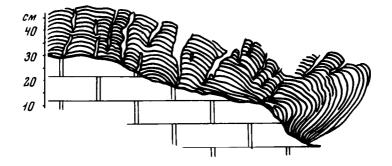


Рис. 41. Переход столбчатых строматолитов в пластовые в краевой зоне (справа) биогерма с Kussiella kussiensis. Рисунок по фотографии. Чуумнах-ская свита, VI пачка, р. Котуйкан в 4 км к юго-юго-западу от устья р. Улахан-Томуулаах (см. рис. 17)

ливаются лишь в некоторых из них. Рассматриваемый переход наблюдался нами в куссиелловых биогермах чуумнахской свиты (см. рис. 41) и в биогермах тинний верхней части холычской свиты (рис. 28, 43).

Т.А. Дольник, выделившая группу Tinnia, относит ее к типу желваковых (или столбчато-желваковых) строматолитов, а существование участков столбчатого строения связывает с накоплением абиогенного материала в понижениях рельефа фитогенной постройки. Действительно, концентрируясь в западинах волнистых наслоений тинний, этот материал препятствует образованию сплошных водорослевых дерновинок. В результате формируются зоны неорганогенного осадка, делящие постройку на нечеткие столбики (см. рис. 28, 43). Наклон упомянутых зон, в целом перпендикулярных к строматолитовым наслоениям, редко превышает 45-50. При значительном наклоне слоев зоны обычно не образуются. Возможно следующее объяснение этого явления, подсказанное мне А.А. Ануфриевым: при наклоне строматолитовых слоев, превышающем некоторую критическую величину (для большинства биогермов тинний –

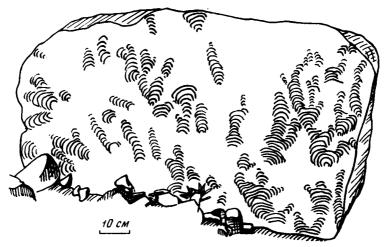


Рис. 42. Часть изолированного байкалиевого биогерма. В краевой зоне (слева) видны наклонные (вплоть до запрокинутых) столбики. Рисунок по фотографии. Нижние горизонты мильконской подсвиты нерюенской свиты, р. Мая ниже пос. Нелькан

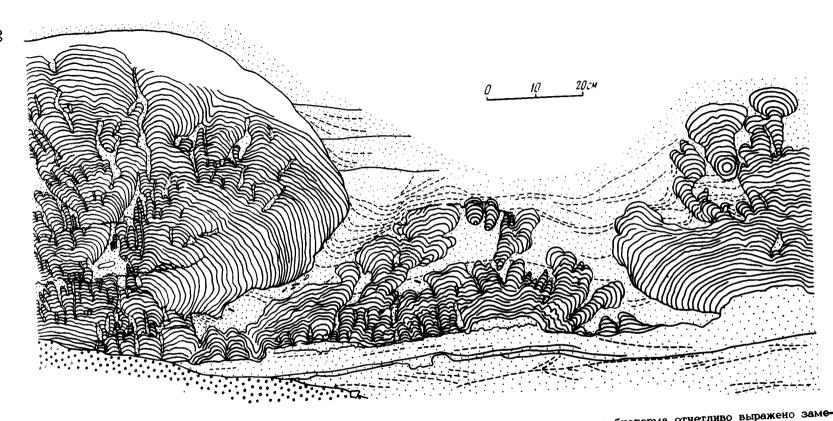


Рис. 43. Участок горизонта с разнообразными биогермами тинний. В краевой части левого биогерма отчетливо выражено замещение столбчатых строматолитов на пластовые. Видно, что слоистость вмещающих пород обрисовывает бугры в пределах биогермов и прогнута между ними. Рисунок по фотопанораме. Холычская свита, р. Лена против устья Большого Патома

порядка 50°), оседающий абиогенный материал полностью "скатывался" вниз и не препятствовал образованию протяженных водорослевых дерновинок.

В холычской свите (левый берег р.Лены против устья р.Большого Патома) на одном уровне можно наблюдать два биогерма тинний, один из которых имеет столбчато-желваковое, а второй - желваковое строение. Длина первого биогерма (см. рис. 43, слева) составляет 1,2 м при высоте 0,8 м. В его средней части, где строматолитовые наслоения располагаются горизонтально или слабо наклонены, он имеет столбчатое строение, в краевых же зонах столбчатые строматолиты замещаются пластовыми. Наклон слоев во втором биогерме (0,7 × 0,6 м) повсеместно близок к упоминавшейся критической величине, сплошность строматолитовых наслоений здесь не нарушена.

По существу то же самое наблюдается в куссиелловых биогермах (см. рис. 41, 47). Выше уже указывалось, что максимальный наблюдавшийся наклон столбиков в их краевых зонах не превышал 50-60°: при более крутом положении строматолитовых слоев формировались пластовые постройки. Можно предположить, что образование столбиков куссиелл и их ветвление также в значительной мере вызывались разрывом сплошности водорослевых дерновинок при концентрации осадочного материала в пониженных участках их рельефа. Подобный механизм удовлетворительно объясняет ветвление куссиелл в результате "простого последовательного распадения" (Крылов, 1963,стр.60) подстилающей более широкой столбчатой или (что принципиально безразлично) пластовой постройки. Характерно, что в тех случаях, когда мы наблюдаем в вертикальном разрезе куссиелловых биогермов переход столбчатых строматолитов в пластовые, а затем вновь в столбчатые, размещение колонок нередко оказывается неунаследованным.

Развиваемые представления о механизме образования и ветвления некоторых столбчатых строматолитов близки к взглядам К.Б. Кордэ (1954, 1961 и др.) на природу ветвистости вообще всех фитогенных построек. В связи с этим необходимо сделать два замечания.

Во-первых, вышесказанное не исключает влияния водорослей-строматолитообразователей на форму столбиков куссиелл и других подобных строматолитов, в большинстве своем относящихся к категории пассивно- или ложноветвящихся (Раабен, 1964, 1969). В первую очередь это влияние, видимо, проявляется в создании определенного рельефа водорослевых дерновинок. Необходимо подчеркнуть, что форма наслоений уже на начальном этапе образования строматолитов часто не соответствует рельефу подстилающего субстрата. В дальнейшем она быстро приобретает черты, обычные для данной группы строматолитов (рис. 44). Способность водорослей самостоятельно строить рельеф своих дерновинок, как говорилось в части I, установлена и на современном материале (Clarke, Teichert, 1946; Monty, 1967; и др.).

Во-вторых, описанный механизм образования и ветвления столбиков в результате концентрации абиогенного осадка в западинах рельефа водорослевых дерновинок не может объяснить особенностей строения многих групп столбчатых строматолитов. К числу таких особенностей относятся сложный характер ветвления с пережимами и раздувами в месте деления колонки, постепенное увеличение ее площади, существование сильно наклоненных и горизонтальных колонок, а тем более столбиков, растуших вершиной вниз, и т.д. Перечисленные черты строения присущи главным образом тем морфологическим группам, которые относятся к категории активно— или истинноветвящихся строматолитов (Раабен, 1964, 1969).

С изложенных позиций деление столбчатых строматолитов на ложно—(пассивно—) и истинно—(активно—) ветвящиеся группы имеет не только формальный, но до некоторой степени и генетический смысл. Две названные категории фитогенных образований различаются, вероятно, степенью зависимости их морфологии от биотических и абиотических факторов. Однако, если допустить, что влияние первой группы факторов для некоторого водорослевого сообщества было

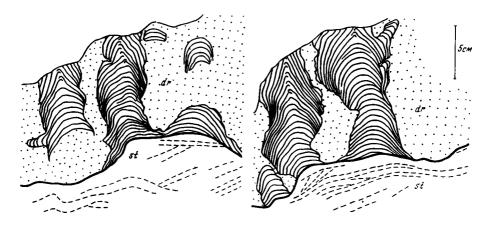


Рис. 44. Два участка подошвы якутофитонового биогерма, являющейся одновременно границей сухотунгусинской (st) и деревнинской (dr) свит. Якутофитоны начинаются с плоскоарочных построек, которые скоро на уровнях, несколько (до 5 см) не совпадающих у соседних столбиков, приобретают конические наслоения и осевую зону. Рисунки по фотографиям. Река Сухая Тунгуска

постоянным, то изменение каких—то внешних условий, очевидно, могло приводить к изменению относительной роли этих факторов. И действительно, в био-гермах куссиелл иногда наблюдаются отдельные постройки и целые горизонты активноветвящихся строматолитов байкалоидного облика (см.рис.71). Сходным образом в байкалиевых биогермах отмечаются постройки, напоминающие куссиеллы и омахтении (см. рис. 70).

Прерывистость роста строматолитов

Наблюдения показывают, что прижизненная высота древних столбчатых строматолитов редко превышала первые сантиметры и лишь у конофитонов достигала нескольких десятков сантиметров. Указанная величина определяется, как известно (Махлаев, 19586; Крылов, 1963; и др.), из предположения, что строматолитовые слои обычно начинаются и заканчиваются на уровне синхронного им осадка. Это не вызывает сомнений при наличии связующих слоев между столбиками, при переходе столбчатых построек в пластовые (рис. 45,Б) или при прослеживании элементов осадочной слоистости в теле строматолита. Если уровень осадков с разных сторон постройки был различен – наслоения приобретали асимметричную форму (рис. 45,A). Прижизненная высота строматолитов хорошо видна и тогда, когда изменение характера или окраски вмещающих отложений сопровождалось однотипными изменениями фитогенных пород (рис. 46).

Прижизненная высота отдельных построек и самих биогермов, незакономерно меняясь во времени, все же выдерживалась в определенных пределах в течение всего этапа их образования. Это позволяет говорить о том, что скорость роста строматолитов и интенсивность осадконакопления находились в известном равновесии. В то же время ясно (Маслов, 1960), что формирование фитогенной постройки возможно лишь в том случае, если темп ее роста превосходит скорость накопления окружающего механического осадка.

Наметившееся здесь противоречие невозможно объяснить, даже если мы допустим наиболее низкую скорость образования древних строматолитов (пара слоев за год) и не будем учитывать вероятную замедленность осадконакопления в докембрии (Келлер, 1963, 1964; Салоп, 1964; и др., см. также главу 3). Действительно, пусть мощность строматолитового слоя очень незначи-

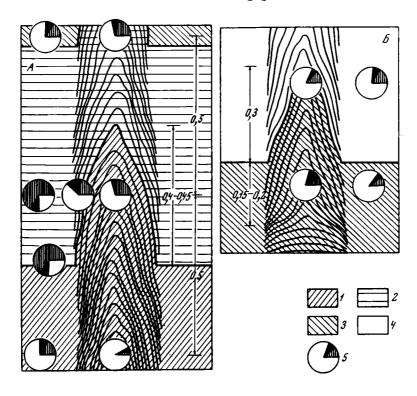
Рис. 45. Две схематические зарисовки строматолитов из известняковой пачки деревнинской свиты. Река Нижняя Тунгуска ниже Стрельных гор

А - асимметрия строматолитовых слоев, связанная с неодинаковым уровнем осадка с двух сторон от столбика. Разной штриховкой показаны макроскопически различимые разности доломитистых известняков. Б - пластовый "отросток" от строматолитового столбика, фиксирующий его прижизненную высоту

Рис. 46. Якутофитоновые стержни, пересекающие границы раздела литологических разностей вмещающих пород. Схематические зарисовки. Деревнинская свита, р. Нижняя Тунгуска ниже Стрельных гор. Положение в разрезе изображенных участков показано на рис. 68

1 - светло-шоколадные фарфоровидные скрыто-, микрозернистые известняки и доломитистые известняки; 2 - буровато-серые (на поверхности выветривания - кирпично-красные) тонко-

зернистые доломиты и доломитистые известняки; 3 – красновато-коричневые неравномернозернистые скрыто—, тонкозернистые известняки и доломитистые известняки; 4 – серые неравномернозернистые, скрыто—, тонкозернистые известняки и доломитистые известняки; 5 – карбонатный состав пород: заштри—хованный сектор – доломит, черный – МНО + $R_{9}O_{3}$, белый – кальцит





тельно превышала мощность годового слоя осадка. Все равно, со временем эта разница должна была неуклонно увеличиваться, и, следовательно, мы должны были бы наблюдать постепенное возрастание прижизненной высоты постройки. Однако подобное явление устанавливается лишь на самых первых этапах ее роста. В дальнейшем же изменения прижизненной высоты не носят направленного характера.

Из сказанного очевидно, что должен был существовать какой-то механизм, регулирующий соотношение темпов роста строматолитов и интенсивности осад-конакопления. Думается, что таким механизмом являлась прерывистость образования построек, связанная, во-первых, с их часто повторяющимся частичным разрушением и, во-вторых, с неравномерностью их роста.

Выше уже указывалось, что межстолбиковое, а часто и межбиогермное, пространство буквально переполнено обломками строматолитов (см. рис.24, 25, 30, 35, 36, 40 и др.). Этот факт свидетельствует о широком развитии процессов механического разрушения построек. В то же время отчетливые признаки такого разрушения ("угловое несогласие" между слоями в столбиках) характерны лишь для некоторых групп строматолитов, в частности для куссиелл, тогда как у многих других встречаются редко. Это позволяет считать, что описываемый процесс сводился в основном к своеобразной "десквамации" – отчленению верхних, наименее прочных строматолитовых слоев. Нижележащая часть постройки могла при этом полностью сохраняться и служить основанием для дальнейшего роста строматолита. Высказанное предположение подтверждается и самим характером обломков. Они имеют преимущественную пластинчатую, иногда выпуклую форму и состоят из нескольких пар строматолитовых микрослоев. Последующий унаследованный рост постройки, вероятно, мог полностью скрадывать перерыв в ее образовании.

Точно так же могли не отражаться в строении строматолита перерывы в развитии формирующей его водорослевой дерновинки. Отдельные факты указывают на реальность таких перерывов. На рис. 47 (см. также табл. VI, 1-3) показан биогерм Kussiella, который состоит как бы из нескольких наложенных одна на другую выпукло-вогнутых "линэ" с закругленными краями. Характер сочленения этих "линз" с вмещающими глинисто-доломитовыми породами отражает быстрое увеличение прижизненной высоты биогерма (табл. VI, ·3). Это подтверждается также строением его краевой части (столбчатые постройки сменяются здесь пластовыми). В дальнейшем рост строматолитов временно прерывался и абиогенные осадки не только заполняли межбиогермное пространство, но и облекали частично края "линз" (см. рис. 47). Именно это периодическое облекание, в результате которого прослои глинисто-доломитовых пород заходили в тело биогерма на 1-3 м, определило расчлененность его краевой зоны, Подобный цикл (интенсивный рост строматолитов - временное прекращение их роста) за время формирования биогерма многократно повторялся. Хотя образование строматолитов, вероятно, прерывалось по всей его площади, это отчетливо устанавливается только в периферической части. Строма-

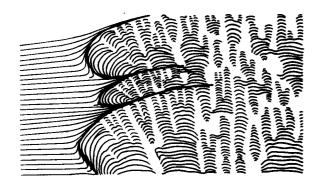


Рис. 47. Краевая зона биогерма с Kussiella kussiensis и характер ее соотношения с вмещающими породами. Объяснения в тексте. Схематизированная зарисовка обнажения. Чуумнахская свита, VI пачка, р. Котуйкан в 9,5 км к востоку от устья р. Некюлээх (см. рис. 17)

толиты центральной зоны биогерма не несут видимых признаков приостановки роста.

Приведенные данные позволяют считать оба типа прерывистости формирования строматолитов широко распространенным явлением несмотря на то, что его прямые признаки наблюдаются сравнительно редко. Такой механизм хорошо объясняет равновесие, существовавшее между темпами роста рифейских строматолитов и накоплением вмещающих их отложений. В связи с этим нельзя не вспомнить данные К. Монти (Monty, 1967), который на основе изучения современных строматолитов показал, что количество строматолитовых слоев отвечает лишь минимально возможному возрасту постройки.

Пространственная ориентировка строматолитов

Многие строматолитовые биогермы и отдельные постройки внутри них имеют в плане удлиненную форму и обнаруживают определенную пространственную ориентировку. В современных бассейнах (Logan, 1961; Carozzi, 1962; Gebelein, 1969; и др.) фитогенные постройки обычно удлинены параллельно направлению приливно—отливных течений, т.е. в общем случае перпендикулярно береговой линии (см. рис. 8). Зависимость ориентировки биогермов от направления палеотечений убедительно доказана и для докембрийских строматолитов (Hoffman, 1967; Trompette, 1969). Наши наблюдения полностью согласуются с этими данными. В тех случаях, когда это удавалось видеть, удлинение биогермов обычно было перпендикулярным к преобладающему направлению знаков ряби и параллельным конседиментационным желобам с карбонатными конгломерато—брекчиями.

В плане биогермы часто имеют форму двояковыпуклых линз. Эти линзы размешены по площади в шахматном порядке, причем так, что ширина разделяю—шего их межбиогермного пространства остается практически постоянной. Шах—матный порядок расположения биогермов отмечался ранее В.П. Масловым (1960) и для силурийских фитогенных образований.

Важно подчеркнуть, что указанная форма характерна для биогермов, сложенных самыми различными группами и даже типами строматолитов (например якутофитонами в деревнинской свите, пластово-столбчатыми и желваковыми постройками в платоновской свите и т.д.). Закономерное размещение биогермов, выдержанность их размеров и ширины разделяющих интервалов позволяют предполагать, что воздействие палеотечений сказывалось не только на ориентировке построек. В какой-то мере оно определяло также их распределение и величину. В платоновской свите наблюдалось смещение наиболее выпуклой части биогермов в направлении их удлинения, что также, вероятно, связано с воздействием течений.

Ориентировка биогермов в пределах определенного стратиграфического интервала оказывается выдержанной на значительной площади. Так, для строматолитовых онкоидов нижней части платоновской свиты, вскрытых по р. Сухой Тунгуске на протяжении почти 20 км, характерно одинаковое удлинение в восток-северо-восточных румбах. Интересно, что, судя по ориентировке знаков ряби (табл. VII, 1), направление движения воды в это время изменялось весьма часто. Поэтому можно думать, что удлинение биогермов отвечало господствующему направлению палеотечений и не реагировало на его кратковременные изменения.

Пространственная ориентировка построек внутри биогермов наблюдается несколько реже, так как движения воды между столбиками, по всей видимости, имели менее направленный характер. Как и в случае с биогермами, она проявляется вне зависимости от систематической принадлежности строматолитов. Вытянутые поперечники наблюдались нами у куссиелл, тунгуссий, байкалий, юрюзаний и плателл; в литературе это явление отмечено также для инзерий, пителл и некоторых других групп.



Рис. 48. Изменение направления удлинения столбиков Kussiella kussiensis. Схематизированная зарисовка обнажения. Чуумнахская свита, IV пачка, р. Котуйкан в 3 км ниже устья р. Ильи (см. рис. 17)

Поскольку удлинение отдельных столбиков обычно совпадает с удлинением слагаемых ими биогермов, можно считать, что оно вызывалось теми же причинами. В то же время ориентировка мелких построек более чутко реагировала на изменение направлений течений. В разрезах куссиелловых биогермов чуум нахской свиты часто можно видеть резкие одновременные изменения ширины столбиков (от первых сантиметров до 1-3 м). Наблюдения в двух взаимноперпендикулярных плоскостях обнажения показали, что это явление иногда связано с изменением удлинения столбиков (рис. 48). Следует оговориться, что внешне сходные изменения диаметра колонок обычны в той же свите и у изометричных в плане построек (табл. IV, 1-2) и их следует объяснять какимито другими причинами.

В воздействии палеотечений, вероятно, кроется одно из объяснений своеобразной, пластинчатой в плане, формы части строматолитов, относимых к группам Platella Ког. и, вероятно, Pitella Semikh. Реэкое удлинение построек принимается в качестве основного признака для обоснования этих групп (Семихатов, 1962; Королюк, 1963; Комар, 1966). А.Г. Вологдин (1966), описавший сходные с плателлами образования под названием "параллелофитоны", связывает их форму с явлением гелиотропизма. К сожалению, это допушение не подтверждено никакими объективными фактами, а данные о зависимости удлинения построек от направления течений прямо противоречат ему.

Столбчатые строматолиты, реагируя на движение вод, сохраняют тем не менее свои основные морфологические особенности. В отличие от этого форма некоторых пластовых образований в ряде случаев, по-видимому, полностью определялась направлением и характером течений. В верхней части томулахской свиты я наблюдал 4-метровый горизонт стратифер с пологоволнистыми унаследованными наслоениями, рельеф которых на верхней поверхности пласта оказался морфологически неотличимым от обычных перекрестных знаков ряби. Сходное явление отмечено в некоторых прослоях пластовых строматолитов нижней части чурбукской свиты. Характерно, что знаки ряби ориентированы здесь меридионально, тогда как встречающиеся в смежных прослоях эллипсовидные в плане "бугры" пластовых строматолитов удлинены в широтном направлении. Существует мнение, что волноприбойные знаки образуют также микрорельеф строматолитов группы Gongylina Кот. (Hofmann, 1969).

Приведенные данные позволяют предполагать влияние абиотических факторов на ориентировку, размеры, особенности формы строматолитов и связывать наблюдаемые внутри биогермов морфологические изменения построек с изменениями обстановки их формирования или ее спецификой в разных зонах. В этом,
вероятно, одно из объяснений частого присутствия в биогерме строматолитов,
которые по существующей морфологической классификации должны быть отнесены к разным их группам, надгруппам и даже типам (Крылов, 1967; и др.),
но которые обладают тем не менее одной и той же микроструктурой. Следовательно, можно думать, что диагностические признаки столбчатых стромато-

литов в той или иной мере зависели от условий формирования фитогенных образований.

При этом такие особенности формы, как ориентировка и удлинение столбиков. вероятно, полностью определялись абиотическими факторами (Крылов. 1965; и др.). Это, в частности, подтверждается еще и тем, что указанные особенности наблюдаются в биогермах самых разных строматолитов. Большинство других морфологических признаков (характер ветвистости и боковой поверхности, степень облекания, форма столбиков и арок и т.д.), хотя и реагируют так или иначе на внешние условия, являются все же более консервативньпми по отношению к экологическому воздействию и выдерживаются для данной разновидности фитогенных образований. Так, наклонные постройки в краевых зонах куссиелловых биогермов отличаются по этим и другим признакам от ориентированных сходным образом столбиков в биогермах байкалий, а те и другие от строматолитов тунгуссоидного облика в биогермах гимносоленид. Указанная выдержанность некоторых признаков определяет неповторимость наборов морфологических разностей построек в разновозрастных строматолитовых телах и позволяет использовать такие наборы для расчленения и корреляции рифейских отложений (Крылов, 1967, 1972; Серебряков, 1971; и др.).

Можно предполагать, что наиболее типичная для данной ассоциации водорослей-строматолитообразователей форма строматолитов наблюдается в центральных частях простых биогермов, где постройки относительно защищены от гидродинамического воздействия. В этой связи надо напомнить вслед за И.Н. Крыловым (1967), что именно центральные зоны биогермов привлекали основное внимание исследователей и что именно изучение построек из этих зон обеспечило те успехи в доказательстве стратиграфического значения строматолитов, которые были достигнуты в последние годы.

Как известно, все морфологические модификации построек в пределах биогерма обычно имеют одну и ту же микроструктуру. Этот факт делает маловероятной связь (Раабен, 1969) описанных изменений формы строматолитов с изменениями в составе водорослей. С другой стороны, он показывает, что микроструктуры, по всей вероятности, не зависели прямо от тех экологических факторов, которые влияли на форму строматолитов.

Глава 3.

СТРОМАТОЛИТЫ В ОСАДОЧНЫХ РИТМАХ

Направленные изменения условий среды за время формирования фитогенных образований наиболее ярко выступают в тех случаях, когда строматолиты участвуют в сложении мелких седиментационных ритмов. Такие строматолитсо—держащие ритмы широко развиты в отложениях различного возраста (Sarin, 1962; Журавлева, 1966; Королюк, 1966; Szulczewski, 1968; Семихатов, Комар, Серебряков, 1970; Серебряков, 1971; и др.) и нередко слагают целые пачки и толши.

Ярким примером подобных толш является нижнерифейская омахтинская свита Учурской впадины (см. рис.14). Строение и мошность отдельных ритмов, слагающих нижнюю часть стратотипического разреза свиты, показаны на рис. 49. Материал по этому разрезу собран Вл.А. Комаром и любезно передан автору для обработки. Омахтинская свита представлена здесь преимущественно красноцветными пятнистыми, грубоплитчатыми и массивными, обычно кососпоистыми терригенными, терригенно-карбонатными и фитогенными породами.

Ритмичность толщи обусловлена многократным повторением в разрезе следующего ряда образований (снизу вверх): мелкозернистые алевритистые песчаник (с кварцевым, а выше доломитовым цементом)—песчанистые доломиты — онколитовые и строматолитовые доломиты. Перечисленные породы затем частично повторяются в обратном порядке, образуя замкнутые, асимметричные

ритмы: их верхняя часть обычно редуцирована, иногда же вовсе отсутствует. На границе многих ритмов имеются отчетливые признаки осушения: трешины усыхания и глиптоморфозы по кристаллам каменной соли, приуроченные к глинистым примазкам в пластах песчаников, которые начинают и завершают каждый ритм. Обломочные компоненты пород представлены угловатыми и полуокатанными зернами кварца, которым подчинены обломки доломитов и калишпатов, Наряду с преобладающими зернами размером менее 0,25 мм присутствуют и более крупные. Относительная роль кластогенного материала сокращается вверх по разрезу каждого ритма, но размерность его по существу не меняется (рис. 49).

Пространство между строматолитами выполнено микрозернистыми доломитами, в той или иной степени обогащенными алевритовыми, песчаными и даже гравийными зернами кварца, доломитов, обломками строматолитов, а также онколитами. В ощутимо меньшем количестве обломочный материал присутствует внутри фитогенных построек, причем размер зерен здесь, как правило, не превышает 0,1 мм. Таким образом, при образовании омахтинских строматолитов происходила явная гранулометрическая селекция улавливаемого механического осадка, подобная той, что наблюдается в современных водорослевых дерновинках (Hommeril, Rioult, 1965; Gebelein, 1969).

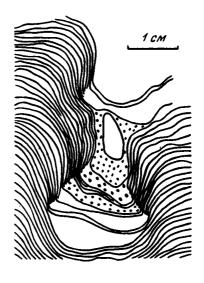
Характер осадка, вмещающего строматолиты, показывает, что они формировались в гидродинамически активной среде. Наблюдаемые иногда размывы боковой поверхности столбиков и взламывание переходных слоев между ними подтверждают этот вывод. Интересно вспомнить, что скорости течения, допустимые для образования современных сублиторальных куполовидных и желваковых строматолитов (Gebelein, 1969), и скорости, необходимые для перемещения зерен песчаной размерности, по данным И. Дена и Ф. Хьюльстрема (шит. по Кленовой, 1948), имеют близкие значения порядка 1-10 см/сек. Исходя из сказанного и учитывая близкие размеры обломочных зерен в разных типах пород омахтинской свиты, можно предположить, что их ритмичное чередование вызывалось не изменениями гидродинамической подвижности среды, а периодическим ослаблением привноса в бассейн терригенного материала и усилением хемогенной и биогенной садки карбонатов.

Строматолиты омахтинской свиты весьма разнообразны по форме (см.рис.49). Кроме указывавшихся в ней С.В. Нужновым (1967) пластовых (Stratifera), пластово-столбчатых (Omachtenia) и столбчатых (Kussiella) образований здесь широко развиты желваковые строматолиты, а также переходные разности между всеми перечисленными разновидностями. Микроструктура строматолитов, напротив, однообразна и отвечает описанной для Omachtenia omachtensis Nuzhn. (Нужнов, 1967). Лишь в двух шлифах с одного уровня наблюдалась иная микроструктура, напоминающая характерную для типичных Collenia undosa Walc. из серии Белт (устное сообщение М.А. Семихатова). Соотношение двух типов микроструктур внутри строматолитового пласта неясны.

Общность текстурно-структурных особенностей омахтинских строматолитов позволяет думать, что их морфологическое разнообразие не связано со сменой водорослевых сообществ, а определялось какими-то экологическими фактора-ми. Данные по современным водорослевым образованиям (см. часть I), а также наблюдения над строением рифейских строматолитовых биогермов (см. часть II, главу 2) хорошо согласуются с этим выводом. К. Геблайном (Gebelein, 1969), в частности, показано, что один и тот же симбиоз водорослей образует при скоростях течений до 11 см/сек куполовидные и желвакоподобные, а при больших скоростях — пластовые постройки. Как указывалось выше, гидродинамическая подвижность омахтинского бассейна, возможно, характеризовалась близкими величинами.

Существенное влияние на форму строматолитов, по-видимому, оказывала интенсивность осадконакопления, которая за время их формирования могла меняться в широких пределах. На примере омахтинских строматолитов видно, что периодическая смена моментов ослабленного и интенсивного осадконакопления

Рис. 50. Краевые части двух столбиков Omachtenia omachtensis Nuzhn. Видно частое чередование столбчатых и пластовых участков построек. В межстолбиковом пространстве хемогенные (белое) и обломочно-онколитовые (кружочки) доломиты. Рисунок по шлифу. Омахтинская свита, р. Учур у устья р. Бердякит



вызывала резкие изменения прижизненной высоты построек и степени облекания слоев, определяя развитие пластово-столбчатых форм типа омахтений. В первые из этих моментов формировались желваковидные 1 и пластовые части построек, а во вторые — собственно столбики (рис. 50). При чрезмерном осаждении абиогенного материала рост строматолитов мог временно прекрашаться. В шлифах видно, что за время образования постройки высотой около 10 см подобная смена условий происходила несколько десятков раз. Столбчатые строматолиты, по всей видимости, могли формироваться при достаточно интенсивном поступлении осадков. При этом кластогенный материал (за исключением тонких фракций) и, по-видимому, часть хемогенного материала скапливались в пониженных участках построек, формируя межстолбиковое пространство.

Несмотря на морфологическое многообразие (см. рис. 49), омахтинские строматолиты в сумме образуют характерную ассоциацию, которая легко отличается (в первую очередь морфологией столбчатых и пластово—столбчатых построек) от подобных ассоциаций других стратиграфических уровней. В существовании таких специфических ассоциаций, состоящих из определенного и ограниченного набора морфологических разновидностей построек, сформированных в результате жизнедеятельности одних и тех же водорослей, вероятно, и проявлялся биотический контроль за формой строматолитов.

К сходному выводу приводит анализ строматолитов в ритмах верхней части чурбукской свиты Западного Прианабарья (рис. 51,A). Эти ритмы сходны с омахтинскими по направленности смены пород, но отличаются их набором. Ритмичность здесь обусловлена чередованием в разрезе различных типов сероменных доломитов: обломочных, фитогенных и хемогенных, которые последовательно сменяют друг друга. Все ритмы разделены поверхностями подводных размывов с карманами глубиной до нескольких сантиметров. К этим поверхностям приурочены примазки, линзы и маломощные (первые сантиметры) прослои зеленоватых алевритистых аргиллитов, мергелей и редких песчанистых мергелей.

Более выдержанный элемент нижней части большинства ритмов – тесно связаиные между собой обломочные, микрофитолитовые, алевритистые и песчанис-

Желваковыми строматолитами я вслед за В.Г. Махлаевым (19586) называю постройки, все слои которых начинаются примерно на одном гипсометрическом уровне. У столбчатых строматолитов этот уровень постоянно изменялся.

тые доломиты. В сложении первых участвуют плоские, реже изометричные, в разной мере окатанные или угловатые обломки главным образом этих же пород. Размеры округлых обломков обычно не превышают 1-2 мм, тогда как величина плоских обломков достигает 10-20 см (обычно 0,5-2 см). Значительную роль играют микрофитолиты (в основном онколиты группы Asterosphaeroides). Часто рядом с их изолированными желвачками наблюдаются обломки микрозернистых доломитов, заключающих такие же онколиты. В целом можно проследить непрерывный ряд смещанных пород от чисто обломочных к микрофитолитовым. Последние внутри ритма, как правило, занимают несколько более высокое положение. Цементом служит неравномерно раскристаллизованный доломит, содержащий около 5-10% алевритовых зерен кварца. Собственно алевритистые и песчанистые доломиты отличаются от описанных не только повышенным количеством кварцевого материала, но и более однородной микрозернистой структурой основной массы.

Рассмотренные породы предшествуют строматолитам, которые в верхах чурбукской свиты представлены пластовыми (Stratifera) и столбчатыми (Kotuikania, Boxonia) формами (Комар, 1966; Кабаньков и др., 1967; Голованов, 1970). В межстолбиковом пространстве и линзах внутри строматолитовых тел широко развиты микрофитолитовые и фитокластические доломиты.

Венчают ритмы неслоистые микрозернистые хемогенные доломиты, часто слабоглинистые и кремнистые. Кремнистые участки на поверхности выветривания имеют вид нечетких, вытянутых параллельно напластованию овальных пятен. Они выделяются темной коричневатой окраской, повышенной плотностью и могут рассматриваться как чрезвычайно слабо минерализованные конкрешии. Хемогенные доломиты содержат незначительное (1-2%) количество алевритовых зерен кварца.

Описанная последовательность пород в ритмах чурбукской свиты выдерживается не всегда. Нередко наблюдается выпадение отдельных элементов, в первую очередь обломочных доломитов, начинающих ритмы. Усложняют картину частые локальные перемывы, отмеченные во всех типах пород. Судя по широкому развитию обломочных доломитов и перемывов, гидродинамическая подвижность чурбукского бассейна все время сохранялась на относительно высоком уровне. Постоянным был также привнос алевритового и пелитового материала. Преобладание среди обломков сингенетичных пород заставляет объяснять отсутствие регрессивной части ритмов не последующим ее размывом, а замедленностью осадконакопления в периоды обмеления.

Развитые в рассматриваемой толше пластовые и столбчатые строматолиты встречаются как раздельно, так и совместно. При хорошей сохранности материала видно, что фитолиты обоих типов в пределах единого строматолитового тела имеют одинаковую микроструктуру (см. фиг. 51,A). Иногда наблюдаются ее незначительные изменения, сводящиеся к вариациям относительного количества сгустков пелитоморфного карбоната — одного из основных элементов микроструктуры присутствующих здесь Kotuikania torulosa Kom. и Boxonia lissa Kom. К сожалению, относительно сильная перекристаллизация пород не позволяет дать подробной характеристики микроструктур всех морфологических разновидностей чурбукских строматолитов на всех уровнях их развития, как было сделано для омахтинской свиты. Но даже приведенные обрывочные данные показывают, что соотношения между морфологией и микроструктурами строматолитов в двух названных свитах принципиально аналогичны.

Из изложенного материала видно, что ритмичность омахтинской и чурбукской свит может быть определена соответственно как трансгрессивно-регрессивная и трансгрессивная. Более редкийслучай ритмичности регрессивного типа демонстрирует строение томулахской свиты Западного Прианабарья. Ритмы верхней части этой свиты (см. рис.51,Б) по набору пород сходны с чурбукскими, так же разделены поверхностями подводных перемывов, но являются как бы перевернутыми. Здесь снизу вверх устанавливается следующий последовательный ряд образований: хемогенные доломиты — строматолитовые доломиты — микрофитоли-

товые, обломочные и песчанистые доломиты - песчаники. Кроме того, в строении некоторых ритмов принимают участие зеленые листоватые аргиллиты и глинистые доломиты.

Залегающие выше поверхностей размывов хемогенные доломиты - очень светлые фарфоровидные породы скрыто- и микрозернистой структуры. Иногда наблюдается четкая горизонтальная или косоволнистая слоистость, которая подчеркивается в результате обогащения отдельных слойков обломочным (додомиты, квари) и фитогенным (онколиты) материалом. Хемогенные породы содержат незначительное количество (менее 2-3%) зерен кварца средне-, мелкоалевритовой размерности и соизмеримые с ними кристаллы пирита. Строматолитовые доломиты представлены пологоволнистыми пластовыми общей для всего приводимого разреза микроструктурой. Они образуют биостромы, мощность которых иногда достигает 5-10 м. Залегающие над ними микрофитолитовые, обломочные и песчанистые доломиты тесно связаны между собой. Роль двух последних разностей пород возрастает по направлению к кровле свиты. Среди микрофитолитов присутствуют представители различных групп онколитов и катаграфий. Кроме обычных желвачков размером в доли миллиметра встречены единичные уплощенные онколиты до 30 см по длинной оси. Обломочные доломиты томулахской свиты отличаются от чурбукских преобладанием в них обломков пород, подстилающих данный элемент ритма. В обнажении неоднократно наблюдалось взламывание последних с последующим незначительным смешением обломков, Ощутимую роль (иногда до 10-20%) играют песчаные и мелкогравийные зерна кварца, а также серых и розовых кремней. Сходные кремни образуют конкреции внутри свиты. Цементом этих пород кроме доломита нередко служит кремнезем, так как именно. к рассматриваемым типам пород наиболее часто приурочено эпигенетическое окремнение. характерное для описываемой толщи.

Песчанистые доломиты вверх по разрезу ритма постепенно переходят в песчаники, которые появляются лишь в самой верхней части разреза томулахской свиты. Мошность их линзовидных прослоев редко превышает первые сантиметры. Это разнозернистые, преимущественно средне, крупнозернистые породы с хорошо окатанными зернами кварца (95-85% обломочной фракции), микрокварцитов и кремней. В цементе содержится глауконит и пирит. Песчаники имеют доломитовый, регенерационный кварцевый и крустификационный кремнистый цемент. К нижней части прослоев обычно приурочены наиболее тонкие разности песчаников, а к верхней, подстилающей поверхность размыва, — наиболее грубые, вплоть до гравелитов.

Осадочные ритмы, заключающие строматолиты, широко развиты во многих рифейских свитах. На рис. 52 приведено несколько примеров таких ритмов из разновозрастных отложений Прианабарья, Учуро-Майского района и Патомско-го нагорья. Несмотря на разнообразие слагающих их пород и различия в деталях строения, все они в общем сходны с ритмами чурбукской свиты.

Ритмичность подобного типа описана и в более молодых, палеозойских и мезозойских отложениях (Sarin, 1962; Журавлева, 1966; Королюк, 1966; Szulczewski, 1968). Э.П. Радионовой и мною установлены строматолитсодер-жащие ритмы того же порядка (средняя мощность около 1 м) в лебедянской, тургеневской и некоторых других толщах данково-лебедянских слоев Цент-рального девонского поля. Для показанных на рис. 53 ритмов намечается направленная смена пород от известняковых конгломератов, гравелитов и песчанию через остракодовые, серпулово-остракодовые, оолитовые (онколитовые?) в сгустковые (катаграфиевые?) известняки к глинистым известнякам, мергелям и глинам. Многие ритмы отделены один от другого размывами. Кластогенные образования состоят преимущественно из плоских обломков непосредственно подстилающих пород и эндокластитов. Обращает внимание однообразие органических остатков, которые представлены раковинами остракод, трубками серпул, а также единичными щитками рыб. Строматолиты в рассматриваемых ритмах приурочены главным образом к обломочным и органогенно-обломочным

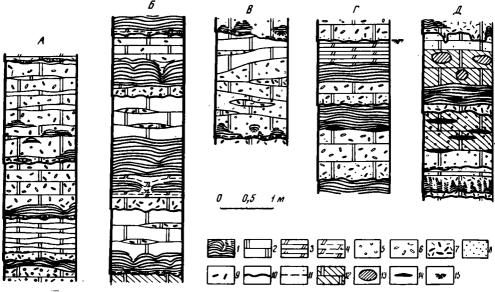


Рис. 52. Строматолитосодержащие осадочные ритмы некоторых рифейских свит Сибири

А — нижняя часть нохтуйской свиты, р. Лена ниже устья Малого Патома; Б — нижняя часть старореченской свиты, р. Котуйкан в 2 км выше устья р. Амбардаах; В — верхняя подсвита юдомской свиты, онколитовая толща, р. Юдома у водомерного поста; Г — чуумнахская свита, V пачка, р. Котуйкан в 800 м ниже устья р. Чуумнаах (см. рис. 17); Д — средняя часть неколожской свиты, р. Котуйкан в 2 км выше устья р. Джогджо. 1 — строматомиты; 2—неяснозернистые доломиты; 3 — глинистые доломиты и мергели; 4 — тонкое переслаивание мергелей и аргиллитов; 5 — онколиты; 6 — катарграфии; 7 — плоские карбонатные гальки и гравий; 8 — кварцевые песчаники, песчаные и алевритовые зерна кварца в доломитах; 9 — шели от вышелоченных кристаллов гипса; 10 — поверхности размывов; 11 — пропластки аргиллитов; 12 — окремнелые доломиты; 13 — диагенетические стяжения кремней; 14 — эпигенетические стяжения кремней; 15 — трещины усыхания

породам, хотя маломощные пластовые постройки, в частности тонкие (первые милииметры) строматолитовые пленки, обычны и среди мергелисто-глинистых отложений.

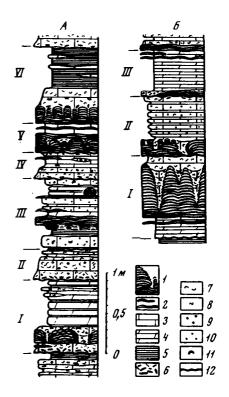
Сходные ритмы описаны в юрских отложениях Польши (рис.54; Szulczewski, 1968). Они начинаются с конгломератов, а заканчиваются глинами. Между этими двумя крайними членами ритмов располагаются строматолиты и онколиты.

Нетрудно видеть, что положение фитогенных образований среди осадочных пород, слагающих ритмы разного типа и возраста, достаточно однозначно. Во всех случаях они, как правило, занимают место между обломочными породами, с одной стороны, и хемогенными и глинистыми – с другой. Взаимное расположение строматолитовых и микрофитолитовых уровней менее определенно: обычно онколиты в трансгрессивных ритмах предшествуют строматолитам, но наблюдаются и обратные соотношения (см. рис. 52, A, B; см. также Королюк, 1966).

Учитывая направленный характер изменений условий при формировании осадочных ритмов и допуская, что именно эти изменения определяли смену морфологических типов фитогенных образований, интересно проанализировать место пластовых и столбчатых построек в пределах собственно строматолитовых элементов ритмов. Хорошим объектом для такого анализа являются ритмы чур-

Рис. 53. Строматолитсодержащие ритмы некоторых горизонтов лебедянской толши. Данково-лебедянские слои Центрального девонского поля. По данным Э.П. Радионовой и автора

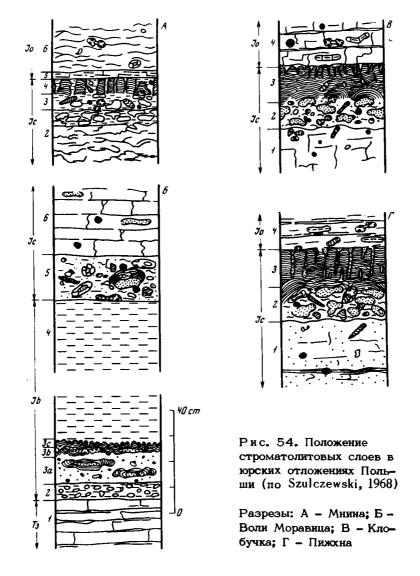
А - р. Зуша у дер. Вяжи, VI пачка схемы В.Г. Махлаева (1964); Б - р. Красивая Меча у дер. Ешутино, нижняя часть V пачки по схеме В.Г. Махлаева. 1 - строматолиты; 2 - тонкие (до 1 см) строматолитовые пленки; 3 - известняки; 4 - глинистые известняки и мергели; 5 - известковистые глины; 6 - плоские известняковые гальки и гравий; 7 - остракоды; 8 - серпулы; 9 - оолиты (?) и сферолиты; 10 - сгустки; 11 - обломки тонкостенных пелеципод (?); 12 - поверхности размыва



букской свиты (см. рис. 51,A). Можно видеть, что в большинстве биогермов и биостремов, сложенных совместно обоими типами строматолитов, столбчатые формы предшествуют пластовым. Однако иногда последние присутствуют не только у кровли, но и в основании биогермов. Приходится поэтому признать, что существовало два различных диапазона условий среды, благоприятных для образования пластовых построек. Сходное явление описано для современных сублиторальных строматолитов Бермудских островов (Gebelein, 1969; см. часть I, главу 1, рис. 9). Пластовые строматолиты, с двух сторон обрамляющие здесь зону развития желваковых и куполовидных построек, формируются при максимальных и минимальных значениях скоростей течений, допускающих развитие водорослевых образований. В промежуточных условиях формируются высокорельефные структуры.

По всей видимости, главной из разнообразных причин, которые обусловили ритмичное строение рассмотренных толш, были колебательные движения пульсационного типа. В пользу этого говорят относительная выдержанность строения ритмов по разрезу и однообразное проявление ритмообразующих факторов в течение весьма длительного времени. Образование большинства ритмов с отсутствующей или редуцированной регрессивной частью, по-видимому, связано с медленным погружением дна бассейна, которое затем сменялось его быстрым подъемом. Во время формирования ритмов регрессивного типа (томулахская свита) картина, очевидно, была обратной.

Отмеченные пульсационные движения наиболее четко проявлялись в бассейнах, располагавшихся на склонах крупных положительных структур. Для ритмов омахтинской, чурбукской, томулахской и некоторых других свит подобная тектоническая позиция выявляется вполне определенно. Омахтинский бассейн представлял собой (Комар и др., 1970) плоскую, изометричную и, вероятно, изолированную впадину, расположенную на восточном склоне Алданского шита. С окружающих ее поднятий в значительном количестве сносился обломочный материал. Верхнедокембрийские отложения Западного Прианабарья формирова—



лись на склонах Анабарского массива, который вплоть до юдомского времени имел устойчивую тенденцию к воздыманию (Келлер и др., 1968; и др.). Судя по однообразному литологическому составу и однотипному строению четырех свит билляхской серии, здесь в течение раннего – позднего рифея (более 700 млн.лет) сохранялись относительно стабильные палеогеографические условия, а различия в направленности ритмов, наверное, вызывались изменениями в характере колебательных движений. Образование строматолитсодержащих ритмов начала позднеюдомского времени (см. рис. 52,В) было приурочено к склону Оминского поднятия (см. рис. 14) – крупной положительной структуры внутри юдомского бассейна (Семихатов, Комар, Серебряков, 1970). Наконец, строматолитовые ритмы лебедянской толици формировались на склоне Воронежского массива, который в течение всего данково-лебедянского времени был областью поднятия (Махлаев, 1964).

В.Г. Махлаев (1958б) определял условия формирования верхнефаменских строматолитовых пачек как "устойчиво пульсирующее мелководье". В таких условиях самое незначительное изменение глубины бассейна, наверное, могло

вызывать значительное перемещение береговой линии и закономерную последовательную смену различных осадков. При этом максимальные глубины, на которых они отлагались (быть может за исключением хемогенных и глинистых отложений), были незначительными и не могли выходить за пределы зоны фотосинтеза (первые десятки метров).

В еще большей степени термин "устойчиво пульсирующее мелководье" приложим к условиям образования ритмичных толщ рифейского возраста. Подобные условия сохранялись здесь в течение многих десятков (омахтинская свита) и даже сотен (билляхская серия) миллионов лет. Постоянство мелкомасштабных колебательных движений и общая консервативность характера осадконакопления в огромные интервалы времени, очевидно, являются яркой специфической особенностью верхнедокембрийских седиментационных бассейнов.

Даже самое ориентировочное сравнение длительности формирования ритма одного порядка в рифее и девоне выявляет и другую особенность рифейского осадконакопления — замедленность его темпов, а также темпов колебательных движений. Судя по имеющимся изотопным датировкам глауконитов из гонамской и омахтинской свит, формирование последней продолжалось примерно 100 млн. лет. Средняя мощность одного ритма составляет около 1/170 от суммарной мошности свиты и, следовательно, продолжительность его образования весьма приближенно может быть оценена в 0,6 млн.лет. Следует напомнить, что все омахтинские ритмы связаны между собой постепенными переходами. Имеющиеся изотопные данные более точно определяют время формирования неколэжской свиты Прианабарья (см. часть II, главу 1), а соответствующие расчеты показывают, что каждому из ритмов, изображенных на рис. 50,Д, отвечает возрастной интервал порядка 0,7 млн.лет. Учитывая сугубо ориентировочное значение величин, полученных в обоих случаях, можно говорить об их хорошей сходимости.

Продолжительность девонского периода оценивается в 50-70 млн.лет (Афанасьев и др., 1964; Афанасьев, 1968), а фаменского яруса, судя по интерпретации максимальных мощностей отдельных подразделений, — в 8-10 млн.лет (Phanerozoic Time-Scale, 1964). Таким образом, на долю каждой из фаменских толщ Центрального девонского поля приходится примерно 1 млн. лет, Отсюда следует, что средняя длительность формирования лебедянских ритмов (см. рис. 53) не могла превышать 0,05 млн.лет, т.е. она по крайней мере на порядок меньше, чем в рифее. Как бы грубы и приблизительны не были приведенные расчеты, столь резкое расхождение в результатах вряд ли случайно.

Имеющийся в нашем распоряжении материал не позволяет судить о том, выдерживаются ли на площади описанные строматолитсодержащие ритмы. По мнению В.Г. Махлаева (1958а, 1966), строматолитовые горизонты данковолебедянских слоев имеют локальное развитие, хотя "некоторые из них прослеживаются с перерывами через всю область распространения выходов названных слоев на протяжении около 250 км (Махлаев, 1966, стр. 165). Последнее относится в первую очередь к изолированным в разрезе уровням появления строматолитов. Строматолитовые горизонты формации Питей (!loffman, 1967) протягиваются на 160 км.

Однако даже такие уровни не являются, строго говоря, синхронными. Показателен в этом отношении маломощный (до 25 см) строматолитовый горизонт, прослеживающийся на большой площади в юрских отложениях Польши и Венгрии (Szulczewski, 1968). Подстилающие и перекрывающие его породы содержат богатую фауну аммонитов и белемнитов, что позволяет достаточно точно датировать возраст горизонта в каждой точке его развития. Оказалось, что на растоянии в 110 км строматолиты "скользят" по разрезу в пределах от зоны Quonstedioceras flexicostatum до зоны Kosmoceras pollux, т.е. пересекают три аммонитовые зоны. Поскольку длительность каждой из них может быть ориентировочно оценена в 1 млн.лет, становится ясным, что моменты появления строматолитов в крайних точках распространения этого горизонта отстоят примерно на 3 млн.лет.

Не вызывает сомнений, что подобное "скольжение" имеет место и во всех других случаях, особенно если учесть обычную приуроченность строматолитов к основаниям трансгрессивных ритмов и к поверхностям размывов. Однако для рифейских отложений асинхронность такого масштаба, по-видимому, несущественна. Ею можно пренебречь, рассматривая подошву каждого строматолитового горизонта как относительно изохронную поверхность.

Отмеченное выше закономерное положение строматолитов среди осадочных пород, слагающих ритмы низкого порядка, устанавливается и для более крупных седиментационных циклов (Махлаев, 1958а, 1966; Сонин, 1964; Кожемякина, 1969; Семихатов, Комар, Серебряков, 1970). В целом можно говорить о том, что строматолиты подобно песчаникам, обломочным и микрофитолитовым карбонатам характеризовали наиболее мелководные зоны бассейнов, а в разрезах оказываются приближенными к основанию трансгрессивных (или кровле регрессивных) ритмов и шиклов разного порядка. Судя по этому, участки бассейнов, на которых формировались строматолиты, сменяли при движении от берега зоны накопления обломочных пород, а далее граничили с областями хемогенного осадконакопления. Именно такое расположение фациальных зон описано для более крупных, чем пласты, литологических тел (толщ и подсвит) в работах В.П. Маслова (1960; фиг. 38, 39), В.Г. Махлаева (1964, 1966), М.А.Семихатова, Вл.А. Комара и моей (1970) и будет рассмотрено в главе 5.

Глава 4.

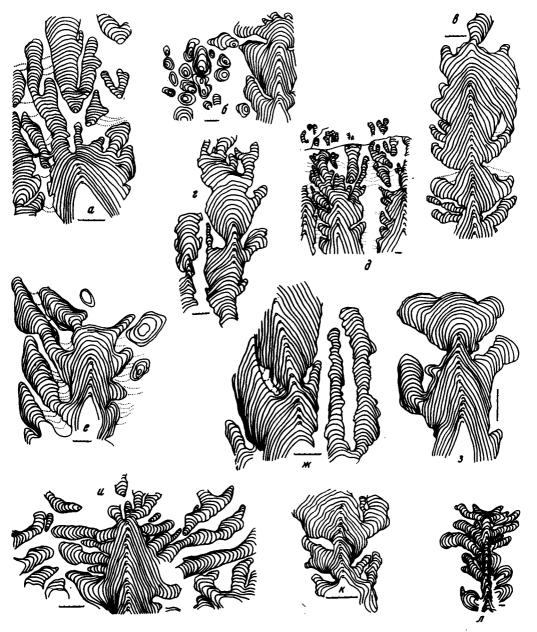
СТРОМАТОЛИТОВАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ

Ритмичное чередование в непрерывном разрезе различных морфологических групп столбчатых строматолитов – строматолитовая шикличность – интереснейший пример взаимодействия биотических и абиотических факторов в определении морфологии фитогенных образований. Наиболее широко известны случаи переслаивания в пределах одного биогерма горизонтов конофитонов, якутофитонов и различных ветвистых построек. Оно упоминается или с разной степенью детальности описано рядом исследователей (Rezak, 1957; Botax, Чайка, 1962a; Крылов, 1965; Шаповалова, 1965, 1968; Bertrand, 1968, 1969), а иногда даже рассматривается (Вотах, Чайка, 1962a) как аргумент против вывода о биологическом контроле за морфологией строматолитов.

Подобное явление известно на ряде стратиграфических уровней. Наиболее типично оно для верхней части среднего рифея Учуро-Майского (нерюенская свита лахандинской серии) и Туруханского (деревнинская свита) районов (Вотах, Чайка, 1962а; Шаповалова, 1965, 1968).

Подробное описание строматолитовой цикличности на примере двух названных свит было дано мною, Вл.А. Комаром и М.А. Семихатовым (1972). Выдержавные поверхности подводных размывов разделяют карбонатные толши этих свит на ряд пачек. Каждую из пачек слагают крупные, тесно сближенные строматолитовые биогермы и подчиненные им фитокластические, микрофитолитовые и хемогенные известняки или доломиты. Внутри биогермов чередуются связанные постепенными переходами пласты, сложенные строматолитами групп Conophyton, Jacutophyton, Colonnella, Baicalia, а иногда и Stratifera. Часть разреза, заключенная между двумя поверхностями размывов, может быть названа строматолитовым шиклом (см. рис. 61, 62, 64).

Самой характерной группой присутствующих здесь строматолитов являются якутофитоны (рис. 55, 56), поэтому сами циклы удобно называть якутофитоновыми. Как известно (Шаповалова, 1965, 1968; Крылов, Шаповалова, 19706), якутофитоны состоят из центрального стержия, отвечающего диагнозу группы Conophyton Masl., от которого вбок и вверх отходят пальцевидные отростки. В удалении от стержия они могут ветвиться и тогда соответствуют диагнозу группы Baicalia Kryl. или Tungussia Semikh. Подобные отростки часто имеют



Рвс. 55. Якутофитоны и характер их перехода в байкалии. Рисунки по фотографиям (а-к) и зарисовка с обнажения (л)

а, б, д-з - деревнинская свита, р. Нижняя Тунгуска в разрезах выше (б, д, е) и ниже (а, ж) Стрельных гор и р. Сухая Тунгуска (з); в, г, и-л - не-рюенская свита, средняя и верхняя подсвиты, р. Мая ниже пос. Нелькан (в, г, и, к) и гора Красная (л). Длина масштабных линеек 5 см

также строматолиты, центральный стержень которых неотличим от типичных $Colonnella\ \mathsf{Kom}_\bullet^{\ l}$

В нерюенской и деревнинской свитах встречены три морфологические разновидности якутофитонов (рис. 56, А-В). Наиболее широко распространены постройки (см. рис. 56, А.Б), отростки которых беспорядочно отходят от центрального столба. Это особенно хорошо заметно на поперечных срезах строматолитов (рис. 57). Конические наслоения в верхней части стержня постепенно выполаживаются, что сопровождается исчезновением осевой зоны и образованием нескольких дочерних столбиков (см. рис. 56, А). В ряде случаев такое выполаживание приводит к появлению широкой плоскоарочной "шапки" (рис. 56, Б: см. также рис. 55). Следующая разновидность якутофитонов (рис. 56,В) наблюдалась в разрезе третьей подсвиты нерюенской свиты по р. Ингили между устьями рек Хандын-Макит и Игыттах. На отпрепарированных горизонтальных плоскостях обнажения можно видеть конусовидные углубления. Их борта образованы веером тесно сближенных, начинающихся на одном уровне отростков, а в центре располагается повернутый острием вверх конофитоновый конус. На рис. 56.Г изображена также своеобразная якутофитоновидная постройка из верх. него докембрия Мавритании (Trompette, 1969). Ее отростки ("листва", по выражению автора) имеют пластинчатую форму.

Горизонты якутофитонов в среднерифейских отложениях являются переходными образованиями между пластами с типичными Conophyton с одной стороны, и Baicalia — с другой (см. рис. 55, 61 и др.). Постепенные переходы существуют и между всеми остальными группами строматолитов, входящими в цикл. Их можно наблюдать в обнажениях, шлифах, объемных реконструкциях (рис.55, 58, 59). Изменение морфологии происходит в пределах маломощных (5–20 см) зон, несколько не совпадая у соседних столбиков. Эти зоны разделяют выдержанные горизонты различной мощности, сложенные каким—либо одним формальным родом строматолитов, но иногда с единичными постройками другой морфологии. Так, в конофитоновых и якутофитоновых пластах часто присутствуют колоннеллы, которые могут образовывать также и самостоятельные горизонты (см. рис. 61, 64). Среди байкалий встречаются отдельные столбики с коническими наслоениями и осевой зоной. Последняя иногда появляется и у плоскоарочных построек.

Более сложные взаимоотношения существуют между конофитонами и якутофитонами. Возможность появления отростков и их размеры связаны с шириной межстолбикового пространства. Изображенные на рис. 60 конофитоны можно, очевидно, рассматривать как частный случай морфологического выражения Jaкогда последние не имели условий для полного "развития". Вместе с тем реально существуют и другие - "собственно" Conophyton. Они слагают самостоятельные горизонты, в которых промежутки между столбиками нередко значительно превышают диаметр самих столбиков. Особенно показателен в этом отношении 3-метровый пласт конофитонов в 9,5 м от подошвы западного разреза деревнинской свиты по р. Нижней Тунгуске (см. рис. 64, А). Здесь Сопоphyton видимой высотой до 1 м и диаметром до 6-7 см полностью лишены отростков, хотя ширина межстолбикового пространства на отдельных участках достигает 10-15 см. Разграничение якутофитоновых и конофитоновых горизонтов часто облегчается их различной устойчивостью к выветриванию. В скальных обнажениях нерюенской свиты бассейна среднего течения р. Маи первые из них образуют массивные нависающие карнизы, а вторым - более подверженным разрушению - отвечают ниши.

Основные типы "якутофитоновых циклов" нерюенской и деревнинской свит показаны на рис. 61. Среди них могут быть выделены завершенные циклы, венчающиеся горизонтом нестроматолитовых пород, а также простые и сложные

Отростки "якутофитонового типа" наблюдались кроме того у куссиелл чуумнахской свиты западного Прианабарья (см. рис. 36,Д).

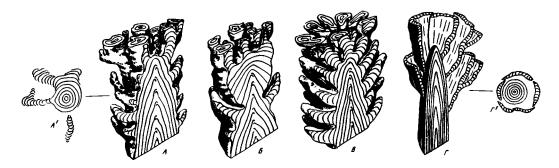


Рис. 56. Схематические объемные реконструкции верхней части построек некоторых морфологических разновидностей якутофитонов нерменской и деревнинской свит (А-В) и якутофитоноподобных строматолитов из верхнего докембрия Мавританского Адрара (Г, по Trompette, 1969). А' и Г' - схематическое изображение поперечных срезов соответствующих построек

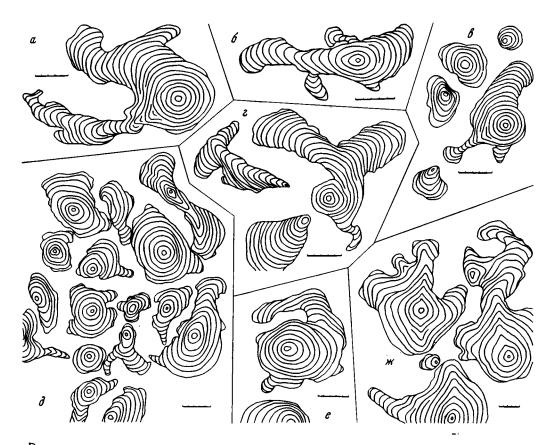


Рис. 57. Поперечные срезы якутофитонов. Рисунки по фотографиям а-е - деревнинская свита, р. Нижняя Тунгуска, разрезы выше (а, в, г, е) и ниже (б, д) Стрельных гор; ж - нерюенская свита, средняя подсвита, р. Мая ниже пос. Нелькан. Длина масштабных линеек 5 см

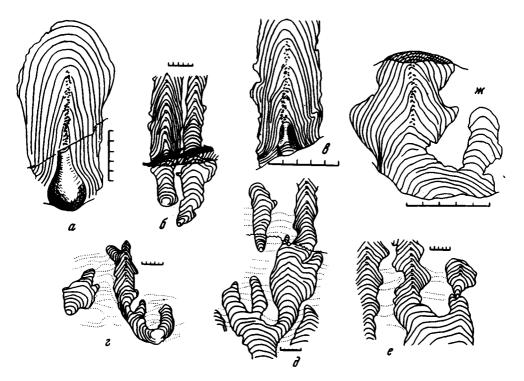


Рис. 58. Характер перехода от байкалий к конофитонам и якутофитонам. Рисунки по фотографиям

а-е - деревнинская свита, р. Нижняя Тунгуска, разрезы выше (г-е) и ниже (а-в) Стрельных гор; ж - нерюенская свита, верхняя подсвита, р. Мая ниже пос. Нелькан. Длина масштабных линеек 5 см

циклы соответственно с одноразовым или многократным повторением одних и тех же морфологических групп. В последнем случае обособляются строматолитовые ритмы, каждый из которых начинается определенной разновидностью построек: байкалиями, конофитонами, якутофитонами и т.д. Внутри шиклов нередко присутствуют линзы обломочных пород, карбонатных плоскогалечных конгломератов и конгломерато-брекчий, с которыми связаны локальные поверхности перемывов. Эти породы в подавляющей части являются эндокластическими и образованы главным образом за счет разрушения строматолитов. В основании отдельных циклов наблюдаются линзы песчаников и песчанистых карбонатов (см. рис. 64,Б), а также пропластки аргиллитов и мергелей. Мощность шиклов варьирует от нескольких десятков сантиметров до многих метров. К их кровле в большинстве случаев приурочены байкалии. Других четких закономерностей в чередовании строматолитов по разрезу не выявлено (см. рис. 61, 62, 64). Это обстоятельство, а также существование сложных циклов не позволяют рассматривать строматолитовую цикличность как "стадии развития" биогерма и заставляют искать ее объяснение в других причинах.

Существенные данные в этом отношении дает прослеживание на площади "якутофитоновых циклов" средней части нерюенской свиты (рис. 62). Четыре приведенных разреза были описаны в разные годы М.А. Семихатовым и мною. Одна из колонок (гора Красная) составлена на основании двух параллельных пересечений на расстоянии 20–30 м один от другого. На ее примере хорошо видно, что строение биогермов существенно меняется даже в пределах одного обнажения (см. также рис. 67,A). Несмотря на это, общая последовательность

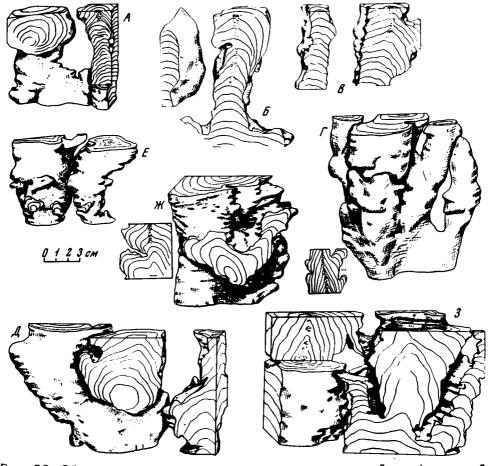
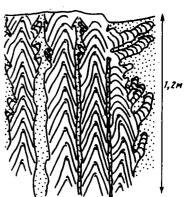


Рис. 59. Объемные реконструкции некоторых строматолитов "якутофитоновых" циклов.

А-В - характер перехода от байкалий к конофитонам, деревнинская свита, р. Нижняя Тунгуска ниже Стрельных гор; Г - якутофитон, верхняя подсвита нерюенской свиты, р. Ингили; Д-Ж - Baicalia maica Nuzhn. (Д-Е) и ассоцинующий с ними якутофитон (Ж), обладающий той же микроструктурой, игниканская свита, р. Мая ниже пос. Нелькан; З - якутофитон с микроструктурой, описанной для Inzeria tjomusi Kryl., игниканская свита, р. Мая выше устья р. Малого Кандыка

Рис. 60. Зависимость появления якутофитоновых отростков от ширины межстолбикового пространства (зарисовка с обнажения). Средняя подсвита нерюенской свиты, р. Мая у пос. Нелькан



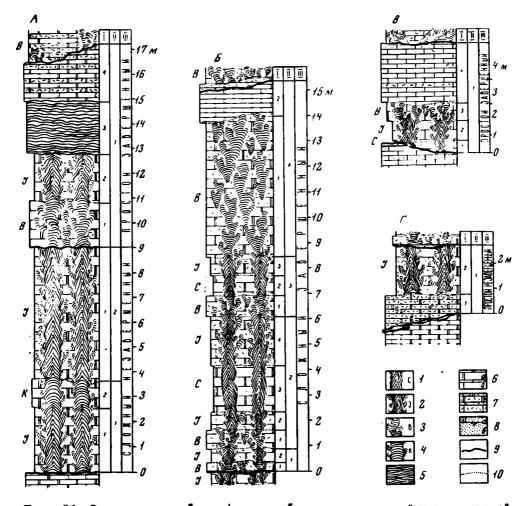


Рис. 61. Основные типы "якутофитоновых" циклов нерюенской и деревнинской свит (по Серебрякову, Комару и Семихатову, 1972)

А, Б, Г - деревнинская свита (см. рис. 64): А - р. Нижняя Тунгуска ниже Стрельных гор, доломитовая толща, циклы II и III, Б и Г - р. Нижняя Тунгуска выше Стрельных гор, циклы I (Г) и II (Б); В - нерюенская свита, средняя подсвита, гора Красная, цикл IV (см. рис. 62).

1-5 - строматолиты: 1 - конофитоны, 2 - якутофитоны, 3 - байкалии, 4 - колоннеллы с якутофитоноподобными отростками, 5 - стратиферы; 6 - хемо-генные доломиты (а) и известняки (б); 7 - обломочные доломиты и известняки; 8 - песчанистые доломиты (а) и песчаники (б); 9 - поверхности размыва; 10 - границы горизонтов. Римские цифры: | - элементы ритмов; | - ритмы; | | | - циклы

и индивидуальные особенности каждого шикла оказываются специфичными и выдержанными на значительной площади (в данном случае порядка 500 км²). В результате, используя лишь морфологические особенности строматолитов и порядок их чередования в шиклах, удается послойно сопоставить серию литологически однообразных разрезов и привязать к ним отдельные изолированные обнажения пород средненерюенской подсвиты. Таким образом, факторы, определявшие чередование в разрезе морфологических групп строматолитов, не бы-

ли локальными. Они однозначно проявлялись на обширной территории. Отражением этого является также стабильность относительного количества байкалий во всех четырех разрезах. Мощность горизонтов, сложенных этими строматолитами, по отношению к суммарной мошности столбчатых строматолитов составляет здесь повсеместно 58-60%.

Еще более поразительная картина выдержанности "якутофитовых шиклов" намечается в верхнедокембрийских отложениях Центральной и Западной Сахары. Постоянство строения формации строматолитовых известняков вдоль северной окраины синеклизы Тауденни отмечалось уже давно (Menchikoff, 1946). Новейшие исследования показали (Bertrand, 1969; Bertrand-Sarfati, 1972), что здесь от Атара на западе до Тилемси на востоке и далее к массиву Ахаггар (более 1500 км) в основании формации прослеживается прерывистый "конофитоновый горизонт". В наиболее полных разрезах он состоит из трех "якутофитоновых циклов", внутри которых чередуются пять морфологических групп столбчатых строматолитов, объединенных однотипной микроструктурой (рис. 63). В последовательности такого чередования в удаленных и различно построенных разрезах имеется много общего.

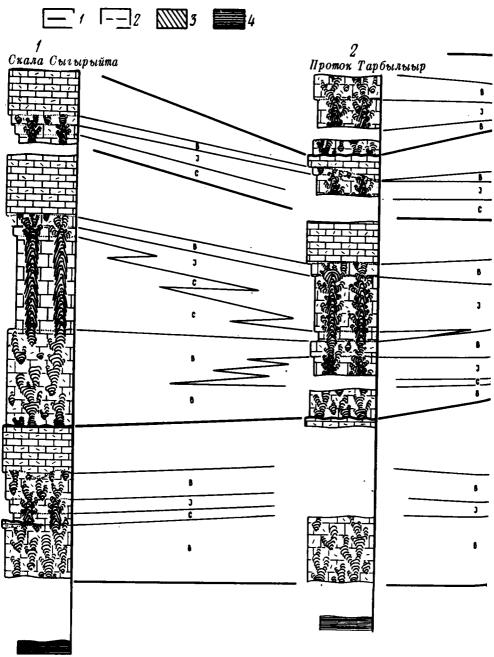
Следует, однако, учитывать, что строматолитовые шиклы сохраняют свое строение только в пределах тектонически и фациально однородных зон. В противном случае их прослеживание даже в близко расположенных разрезах оказывается невозможным. Примером этого являются два разреза деревнинской свиты по р. Нижней Тунгуске (рис. 64), расстояние между которыми в современной структуре Туруханского поднятия не превышает 30 км. Один из них приурочен к участку интенсивного, а второй – замедленного прогибания (Драгунов, 1959).

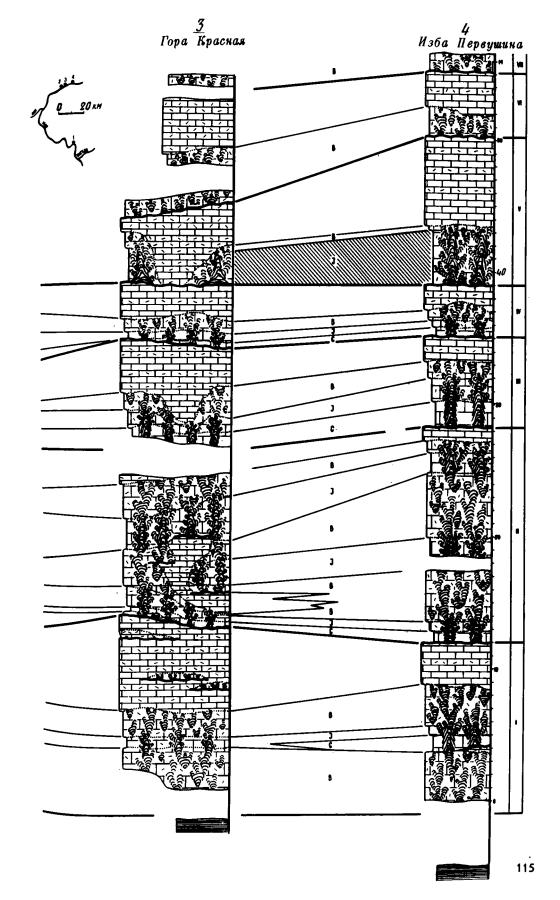
Строение "якутофитоновых шиклов" многообразно и, конечно, не исчерпывается теми их разновидностями, которые были описаны на примере нерюенской и деревнинской свит. Существенно по-иному построен, например, крупный "яку-тофитоновый шикл" - маркирующая строматолитовая пачка среднерифейской дебенгдинской свиты Оленекского поднятия. Вскрытая в многочисленных обнажениях по рекам Кюютингдэ, Улахан-Юёттээх, Балаганах и Дебенгдэ, эта пачка представляет собой мошный (более 20 м) биостром с ясно выраженным ритмичным строением (рис. 65, I-III). Биостром состоит из серии сочлененных пологовыпуклых "скорлуп" (см. рис. 65,A), сложенных строматолитами, форма которых периодически меняется по вертикали. Внутри рассматриваемой пачки отсутствуют следы размывов или перерывов в осадконакоплении; поэтому ее можно трактовать как единиый сложный завершенный "якутофитоновый цикл".

В нижних 12-13 м цикла доминируют конофитоны, слагающие горизонты мощностью до нескольких метров. Эти конофитоны обладают рядом специфических черт. Их диаметр по простиранию пласта и по вертикали варьирует от 2-3 см до 1 м, тогда как средняя ширина межстолбикового пространства не превышает 1-3 см. Конофитоны соединены многочисленными переходными мостиками (см. рис. 65,6), часто же вообще сливаются в одну более крупную колонку (см. рис. 65, В, Г). Обычна асимметрия наслоений относительно осевой зоны. Резче всего она выражена в краевых частях сочленяющихся "скорлуп" (см. рис. 65, Б, справа), склон которых образован именно этими наслоениями. В зоне сочленения строматолиты утрачивают коническую форму и могут описываться как колоннеллы. Постепенное выполаживание наслоений происходит и у кровли конофитоновых горизонтов, что сопровождается появлением якутофитоновых отростков (см. рис. 65,Д). Мощность слоев с якутофитонами не превышает 20-30 см. Завершающим элементом каждого ритма являются интенсивно выветрелые горизонты, сложенные узкими (2-5 см) пологоарочными строматолитами. Часть из них имеет байкалоидный (см. рис. 65,Е) или тунгуссоидный (см. рис. 65,3) облик. Определение родовой принадлежности большинства других строматолитов на имеющемся материале не представляется ^{во}Эможным. Их отличает обилие переходных мостиков, редкое ветвление, глубокий подгиб слоев по краям столбиков.

Рис. 62. Схема сопоставления разрезов средней подсвиты нерюенской свиты по строматолитовым циклам (по Серебрякову, Комару, Семихатову, 1972)

1, 2 — линии сопоставления: 1 — циклов, 2 — элементов циклов; 3 — маркирующий пласт своеобразных якутофитонов с крупными ветвистыми отростками; 4 — аргиллиты нижненерюенской подсвиты. Другие условные обозначения см. на рис. 61. Римские цифры — номера циклов. Разрез горы Красной составлен по двум параллельным пересечениям на расстоянии 20—30 м один от другого.





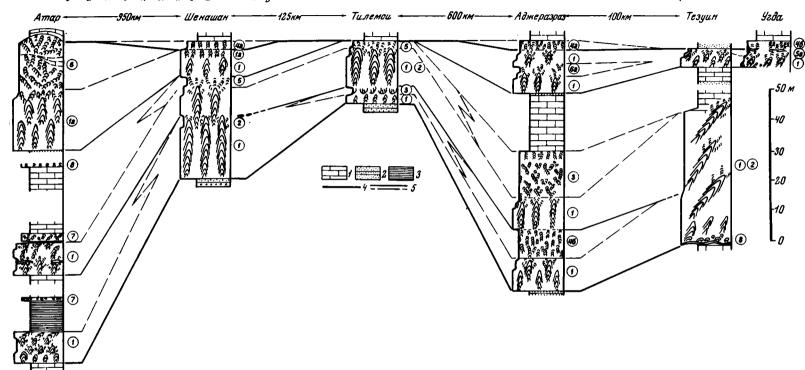


Рис. 63. Строение "конофитонового горизонта" в нижней части серии Атар и ее аналогов в Западной и Центральной Сахаре (по данным Bertrand-Sarfati, 1972, фиг. 6, 10, 17; упрошено). 1 - нестроматолитовые карбонатные и терригенно-карбонатные породы разного типа; 2 - песчаники; 3 - алевролиты и аргиллиты; 4 - границы "конофитонового горизонта"; 5 - линии сопоставления внутри горизонта (там же, табл. 16, фиг. 63; с изменениями). Цифры и буквы в кружках - строматолиты: 1 - Conophyton ressoti; 1a - Con. ressoti var. jacqueti; 2 - Jacutophyton; 3 - Tilemsina divergens; 4 - Gymnosolen ramsayi; 4a - G. aff. ramsayi; 46 - G. cf. ramsayi; 5 - Baicalia anastomosa; 5a - B. aff. anastomosa; 6 - B. mauritanica; 6a - B. aff. mauritanica; 7 - Tungussia aff. confusa; 8 - Tungussia sp.

В верхней части цикла (7-8 м) морфологически сходные постройки приобретают вертикально-пластинчатую форму и описываются как плателлы (Комар, 1966). Средняя длина их поперечного сечения составляет 50-70 см при ширине 3-5 см. Обращает внимание чрезвычайно большая видимая высота отдельных столбиков (до нескольких метров) и постоянство ориентировки пластин в плане по всей мощности горизонта. Между тем на продольных срезах обнажений, параллельных короткой оси плателл, часто наблюдаются выдержанные по простиранию уровни развития наклонных столбиков. Наиболее своеобразный из таких уровней показан на рис. 65, М.

Несмотря на плохую сохранность материала, выявляется изменение характера микроструктур по разрезу ритмов. При переходе от консфитонов (Conophyton garganicus Kor.) к плоскоарочным строматолитам микроструктура утрачивает упорядоченность и становится менее четкой. Не исключено, впрочем, что эти изменения связаны с различной степенью перекристаллизации сравниваемых строматолитов. Наилучшей сохранностью микроструктур отличаются конофитоны, а наихудшей, как уже подчеркивал Вл.А. Комар (1966, стр.79) — плателлы.

Более достоверные данные о микроструктурах фитогенных построек, слагающих "якутофитоновые циклы", получены на материале деревнинской и нерюенской свит. Изучение серий шлифов, отобранных по стандартной схеме (рис. 66) и из разных горизонтов циклов, выявило сложную картину соотношения морфологии и микроструктур строматолитов, сводящуюся к трем основным случаям (Серебряков, Комар, Семихатов, 1972).

- 1. Микроструктура выдержана у всех морфологических модификаций построек в пределах одного цикла или серий последовательных циклов. Таковы конофитоны, якутофитоны, байкалии и колоннеллы красноцветной известняковой пачки деревнинской свиты по р. Нижней Тунгуске ниже Стрельных гор (см.рис.64,А). Все они объединены микроструктурой, описанной (Комар, Раабен, Семихатов, 1965) для Conophyton lituus Masl. (табл. VII, 2,3; VIII, 1-3; IX, 1). Все строматолиты I и IV циклов доломитовой пачки того же разреза имеют микроструктуру, описанную (Комар, Раабен, Семихатов, 1965) для Кіг. (табл. IX, 2-4). В нерюенской свите, кроме того, есть "якутофитоновые шклы", образованные строматолитами с микроструктурой, характерной для Con. cylindricus Masl. (табл. X, 1-3; XI, 1,2). Еще более обычны одинаковые микроструктуры в центральном столбе и отростках якутофитонов. Таким образом, здесь наблюдается та же закономерность, которая была ранее установлена (Комар, Семихатов, 1965, 1966; Крылов, 1967; и др.) для более простых биогермов и указывалась И.Г. Шаповаловой (1965, 1968) как единственно возможная для якутофитонов.
- 2. Сравниваемые члены шиклов обладают близкой микроструктурой, но при движении от конофитонового стержня к отросткам и далее к байкалиям характерная для конофитонов правильность (упорядоченность) рисунка микроструктуры нарушается. Темные строматолитовые микрослои изгибаются и становятся менее протяженными за счет разрывов и четковидных пережимов. В результате ленточно-полосчатая микроструктура Con. cylindricus (Комар, Раабен, Семихатов, 1965) может, в частности, перейти в микроструктуру, описанную (Нужнов, 1967) для Baicalia ingilensis Nuzhn. Сходная картина наблюдается и удругого формального вида конофитонов Con. metula.
- 3. Крайние члены рассматриваемого ряда обладают различной микроструктурой за счет совершающегося в коротком интервале (2-4 мм) радиального

При сравнении текстурно-структурных особенностей строматолитов в различных частях "якутофитоновых шиклов" основное внимание обращалось на геометрию и количественные соотношения форменных элементов микроструктуры; наличие или отсутствие осевой зоны в морфологически различных постройках не учитывалось.

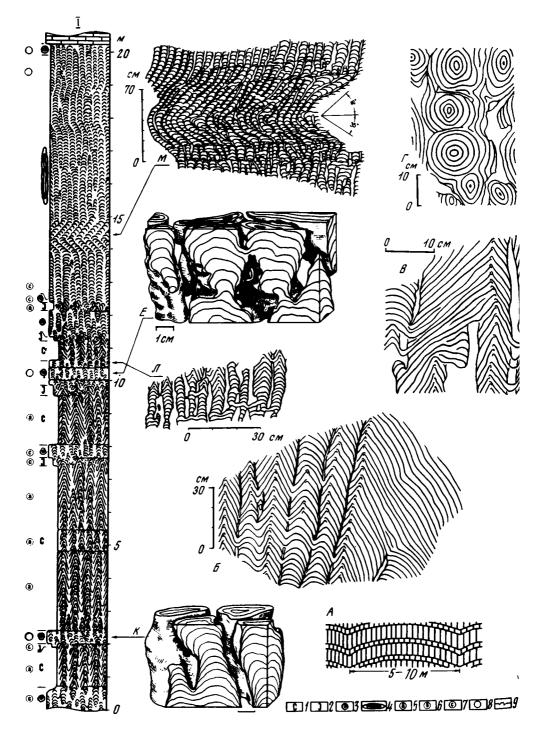
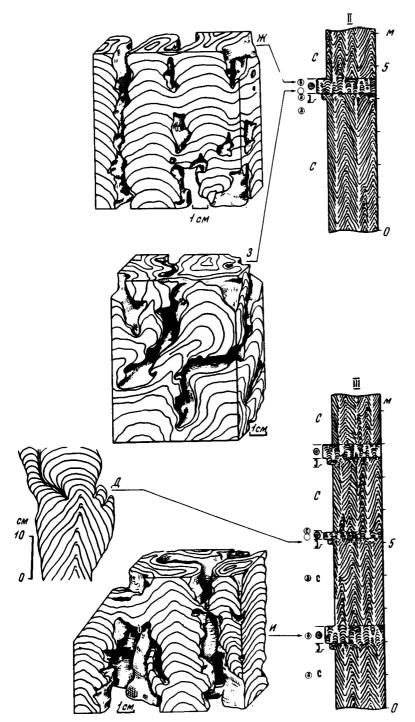


Рис. 65. "Якутофитоновый шикл" дебенгдинской свиты

I-III - разрезы: I - правобережье р. Кюютингдэ выше устья р. Балаганах, II-III - два обнажения по р. Улахан-Юеттээх; А - схема строения строматолитового биострома; Б-Д - рисунки по фотографиям: Б - переходные мостики и асимметрия наслоений конофитонов, В - слияние конофитоновых колонок, продольный срез, Г - то же, поперечный срез, Д - характер перехода от конофитона к якутофитону; Е-К - объемные реконструкции плоскоарочных строматолитов; Л, М - рисунки по фотографиям: Л - характер перехода от плоскоарочных



строматолитов к конофитонам, M - изменение ориентировки плателл в их вертикальном сечении

1 - конофитоны; 2 - якутофитоны; 3, 4 - плоскоарочные строматолиты с изометричным (3) и пластинчатым (4) поперечным сечением; 5-8 - места отбора образцов и микроструктура строматолитов: 5 - описанная для Conophyton garganicus Ког., 6 - то же, худшей сохранности, 7 - микроструктура, близкая к гарганикусовой, но отличающаяся меньшей четкостью и меньшей упорядоченностью, 8 - микроструктура полностью уничтожена перекристаллизацией; 9 - наиболее крупные стилолитовые поверхности



Рис. 66. Принципиальная схема отбора образцов для изучения микроструктур якутофитонов и сменяющих их байкалий

изменения количественного соотношения ее элементов. Ряд построек из разных горизонтов упоминавшихся свит обладает в центральном стержне микроструктурой, описанной для Con. cylindricus. Con. metula или Con. lituus, а в отростках - микроструктурой, типичной для Baicalia lacera Semikh. (табл. XII., З) 、 Последняя характеризуется присутствием очень тонких прерывистых микрослоев темного карбоната, погруженных в светлый, более зернистый матрикс (Семихатов, 1962). Локальные участки развития таких же микрослоев на фоне ленточно-полосчатой микроструктуры уже указывались для типичных Con. cylindricus (Комар, Раабен, Семихатов, 1965, стр. 32), а теперь обнаружены также и в двух других видах конофитонов. Количество этих участков обычно возрас-

тает к периферии стержня (табл. XII, 2), и здесь иногда наблюдается чередование двух типов микроструктур – конофитоновой и лацеровой 2 . Затем при переходе к отросткам последняя вытесняет другие элементы микроструктуры конофитонов.

Общее для двух последних случаев то, что описанные изменения сводятся лишь к количественному перераспределению или изменению геометрии элементов микроструктуры, присутствующих в конофитоновом стержне. Примеры появления в отростках или в байкалиях новых микроструктур, принципиально отличных от развитых в центральном стержне, нами не наблюдались.

На современный облик микроструктур в различных частях строматолитовых построек могли наложить отпечаток неравномерно проявленные вторичные процессы. Однако многократное повторение описанных выше соотношений в образцах из разных горизонтов нерюенской и деревнинской свит в ряде удаленных один от другого разрезов не позволяет объяснить рассмотренную картину только неравномерной перекристаллизацией. Более того, на современной стадии изучения, когда характер воздействия диагенетических и эпигенетических процессов на текстурно-структурные особенности строматолитов еще далеко не выяснен, каждую данную микроструктуру, не несущую явных признаков наложенных изменений (Крылов, 1963; Семихатов, Комар, Серебряков, 1970), приходится рассматривать как первичную. Эмпирически установленные закономерности в развитии одинаковых микроструктур на определенных стратиграфических уровнях нескольких регионов (Комар, Семихатов, 1965, 1968; и др.), позволяют считать, что вторичные изменения внутреннего строения строматолитов в эначительной части не были случайными, а предопределялись изначальными текстурно-структурными особенностями фитогенного осадка.

Сложный характер соотношения между формой и микроструктурами строматолитов показывает, что факторы, определявшие изменения морфологии построек, могли приводить и к изменению их микроструктуры. Однако существование циклов, все разнообразие построек внутри которых объединено общей микроструктурой, свидетельствует о том, что изменения морфологии и микроструктуры не были связаны между собой непосредственно.

В нерюенской свите обнаружены постройки Jacutophyton, все части которых имеют микроструктуру, описанную для В. lacera (табл. XII, 1), и которые, таким образом, демонстрируют первый из рассмотренных случаев.

Приведенные факты позволяют предполагать, что описанная шикличность в распределении морфологических групп строматолитов была обусловлена определенными периодическими изменениями среды их обитания. К подобному выводу приходят большинство исследователей рассматриваемых объектов (Rezak, 1957; Вотах, Чайка, 1962а; Шаповалова, 1965, 1968; Bertrand, 1968; Bertrand—Sarfati, 1972). Можно думать, что эти изменения среды прямо влиями на форму построек, подобно тому как это наблюдается у современных строматолитов. В отдельных случаях они, вероятно, могли путем каких—то изменений в составе сообщества водорослей—строматолитообразователей (т.е. косвенно) воздействовать и на микроструктуру строматолитов.

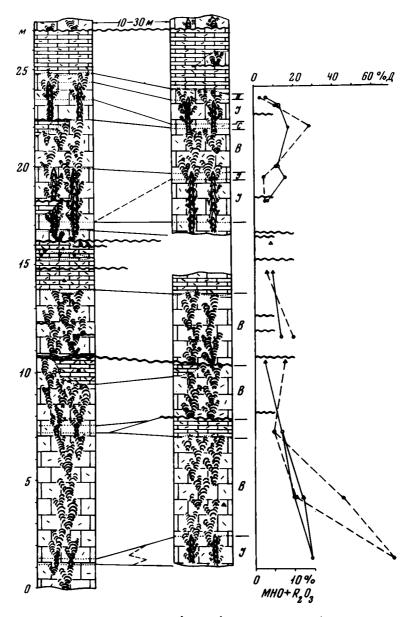
Гораздо труднее ответить на вопрос, какие именно факторы ответственны за анализируемое явление. По мнению Р.Резака (Rezak, 1957), изучившего строматолиты серии Белт, и И.Г. Шаповаловой (1965, 1968), описавшей чередование якутофитонов и байкалий в нерюенской свите, главным из таких факторов является изменение глубины бассейна. Однако при определении условий образования конкретных групп строматолитов названные исследователи приходят к диаметрально противоположным выводам. По Р.Резаку, формирование конофитонов происходило в сублиторальной, а сменяющих их коллений – в литоральной обстановке. Напротив, И.Г. Шаповалова считает конофитоны относительно более мелководными образованиями, чем байкалии. Это очевидное противоречие объясняется отсутствием убедительных литологических или других объективных данных для суждения о глубинах, на которых формировались те или иные разновидности фитогенных построек.

Исследования в деревнинской и нерюенской свитах показали, что морфологические изменения строматолитов не совпадают с макро— или микроскопически различными изменениями вмещающих пород. Группы строматолитов обычно
сменяются внутри литологически однородных пластов, а одна и та же модификация построек зачастую без изменений проходит через границу раздела двух
и более разностей пород. Хорошим примером этого может служить известня—
ковая пачка деревнинской свиты, изображенная на рис. 68. Все интересующие
нас группы строматолитов встречены как среди хемогенных, так и фитоклас—
тических образований, которые нередко переслаиваются между собой. В общем
случае не наблюдалось однозначной приуроченности морфологически различных и
построек к породам с какими-либо определенными текстурными или структурными особенностями. Намечается лишь тенденция к ассоциации ветвистых
форм с относительно грубообломочными карбонатами. Такая же тенденция выявлена (Вегtrand, 1968) в строматолитовых циклах верхнего докембрия Сахары, где она выражена более ярко, чем в Сибири.

Следует особенно подчеркнуть, что рассматриваемые отложения не несут никаких признаков образования в приливно-отливной обстановке. Ни разу не наблюдались, в частности, трешины усыхания, характерные для всех современных (Logan, 1961; Monty, 1967; Kendall, Skipwith, 1968; Gebelein, 1969; и др.) и древних (Маслов, 1960; Махлаев, 1966; Hoffman, 1967; Cloud, 1968) литоральных строматолитов. Этот факт прямо противоречит приведенной выше точке эрения Р.Резака (Rezak, 1957).

Многочисленные карбонатные анализы (рис. 67, 68) не показали предпочтительной приуроченности различных групп строматолитов к породам определенного состава. Правда, в слоях, вмещающих конофитоны и якутофитоны, часто наблюдается отмеченное ранее И.Г. Шаповаловой (1965) повышенное содержание нерастворимого остатка (глинистая фракция) по сравнению с породами, заключающими байкалии. Однако имеются многочисленные примеры и обратных соотношений. Нетрудно видеть, что для вмещающих строматолиты доломитистых известняков деревнинской свиты (см. рис. 68) намечается ясная корреляционная зависимость между величиной доломитности и количеством МПО + R_2O_3 .

 $^{C_{XO}}$ дная зависимость наблюдается в якутофитоновых шиклах нерюенской свиты ($_{CM}$, рис. 67). В породах, слагающих собственно строматолиты, она нередко



нарушена, что, вероятно, связано со спецификой фитогенного карбонатонакопления. Ранее это явление было продемонстрировано на более представительном аналитическом материале (см. рис. 11).

Все сказанное, а также отсутствие определенного порядка в чередовании строматолитов даже внутри простых циклов не позволяют однозначно решить вопрос о том, имеем ли мы дело с ритмичностью трансгрессивного или трансгрессивно-регрессивного типа. Без ответа на этот вопрос определение относительной глубины образования каждой разновидности построек, очевидно, невозможно. Более того, имеющиеся данные заставляют думать, что батиметрический фактор, по-видимому, вообще не имел решающего значения в определении морфологических особенностей строматолитов. Мне приходилось наблюдать замещение якутофитонов на байкалии в краевой зоне биогермов. Аналогичное

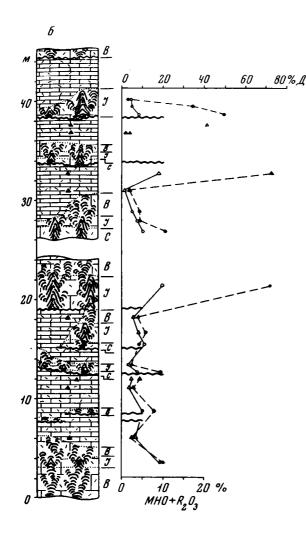
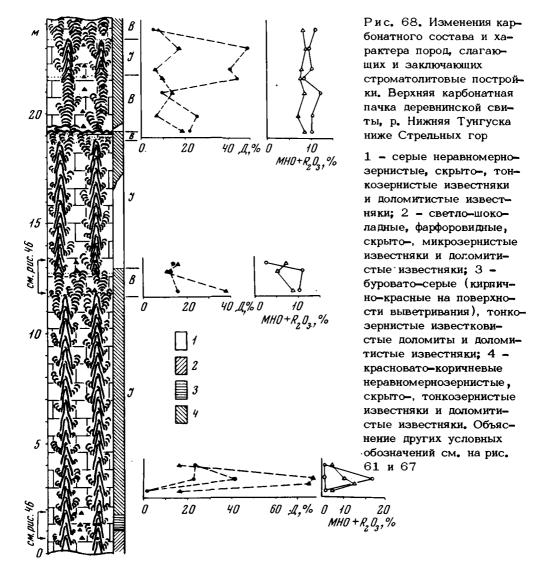


Рис. 67. Изменения карбонатного состава пород по разрезу "якутофитоновых циклов". Средняя подсвита нерюенской свиты, р. Мая ниже пос. Нелькан (А) и гора Красная (Б). 1, 2 места отбора образцов: 1 - из строматолитов, 2 из нестроматолитовых пород: 3 - изменения доломитности пород: 4 - изменения содержания МНО + R₂O₂. Объяснение других условных обозначений см. на рис. 61

явление отмечено И.Н. Крыловым и И.Г. Шаповаловой (1970б). Таким образом, по крайней мере эти две группы строматолитов могли формироваться одновременно на одной и той же глубине.

Поскольку различия в морфологии строматолитов здесь естественно связать с уменьшением подвижности вод от периферии к центральной части биогерма, можно предположить влияние гидродинамики на форму строматолитов. Наиболее ясно роль этого фактора проявлялась в упоминавшихся выше случаях, когда с байкалиями ассоциируют наиболее грубообломочные из карбонатных пород. Убедительные факты в пользу такой точки зрения приводятся Ж. Бертран (Bertrand, 1968). Подкрепляется она также актуалистическими данными. Различные морфологические типы современных строматолитов сублиторали Бермудских островов (Gebelein, 1969), образованные, кстати, одним и тем же симбиозом



синезеленых водорослей, сменяются на площади в зависимости от изменений поверхностной скорости течений и интенсивности перемещения осадка (см.часть I, главу 1). Непосредственная связь между формой построек и глубиной их формирования здесь отсутствует (см. рис. 4). Подобная связь, на которую часто ссылаются в литературе, доказана только для современных литоральных строматолитов (Monty, 1967; iloffman, Logan, Gebelein, 1969; и др.).

Таким образом, можно думать, что гидродинамическая активность бассейна являлась одним из факторов, определявших морфологические особенности строматолитов. Однако было бы неверным только с ним связывать изменения формы построек. Так, снизу вверх по разрезу карбонатной толши деревнинской свиты (рис. 64, Б) наблюдается заметное увеличение количества и грубости обломков в фитокластических доломитах, что, очевидно, связано с усилением подвижности вод бассейна осадконакопления. Несмотря на это, общий характер чередования строматолитов в шиклах выдерживается по всему разрезу. Хотя конофитоны в верхней части толши отсутствуют, относительное количество якутофитонов и байкалий остается примерно постоянным.

Эти и подобные им данные заставляют искать дополнительные факторы, способные влиять на морфологию строматолитов. Ими могли быть скорость осадконакопления и интенсивность прогибания дна бассейна. При переходе байкалии в конофитон или якутофитон прижизненная высота строматолита менялась от первых сантиметров до их первых десятков (см. рис. 58), т.е. на целый порядок. Другими словами, существенно изменялось соотношение скоростей роста столбиков и накопления осадка в межстолбиковом пространстве. Таким образом, не исключено, что морфология строматолитов непосредственно зависела от интенсивности осадконакопления. Влияние интенсивности прогибания дна бассейна на форму построек предполагается для кораллов (Драгунов, Егоров, Штейн, 1963). При компенсированном прогибании возрастание его интенсивности приводило к изменению формы колоний Tabulata от дисковидной к шаровидной, т.е. к увеличению отношения высоты постройки к ее радиусу. Некоторые данные показывают, что морфология строматолитов, вероятно, тоже реагирует на этот фактор аналогичным образом. Так, в западном разрезе деревнинской свиты по р. Нижней Тунгуске (см. рис. 64.А) горизонты байкалий составляют 19% мошности всех столбчатых строматолитов, а в резко сокращенном по мощности восточном разрезе этой свиты (см. рис. 64,Б), который приурочен к своду крупного конседиментационного поднятия (Драгунов, 1959), количество байкалий существенно возрастает, достигая 54%. В этой связи обращает на себя внимание резкое (вплоть до полного исчезновения) сокращение количества конофитонов в верхнедокембрийских отложениях Анабарского массива (область рифейского сводового поднятия) по сравнению с расположенными к западу и востоку от него Туруханским и Оленекским районами. Влияние интенсивности прогибания на морфологию построек отмечает и Ж. Бертран-Сарфа-1972). По ее мнению, переход Conophyton в Baicalia ти (Bertrand-Sarfati, может быть связан с замедлением прогибания дна. Как и в случае с кораллами (Драгунов, Егоров, Штейн, 1963), воздействие тектонического фактора на морфологию построек, по-видимому, осуществлялось преимущественно через скорость осадконакопления.

Более противоречивая картина установлена для средних горизонтов нерюенской свиты разных частей Учуро-Майского района (см. главу 7). Относительное количество байкалий на участках с повышенной интенсивностью прогибания часто не только не сокращалось, но, напротив, несколько возрастало. Байкалии составляют 67% столбчатых строматолитов в разрезе по р. Белой у устья Мастаха (см. рис. 76) и 70% - в разрезе у пос. Нелькан (см. рис. 75) против 58-60% в четырех разрезах, изображенных на рис. 62. Необходимо, однако, оговориться, что сравниваемые здесь разрезы существенно различаются по строению. Мощность нерюенской свиты возрастает главным образом за счет увеличения количества нестроматолитовых пород, а относительная роль байкалий повышается за счет появления крупных биогермов, сложенных строматолитами только этой группы.

Последнее обстоятельство наводит на мысль, что условия, необходимые для формирования столбиков с коническими наслоениями (Conophyton, Jacutophyton), были более специфичными и труднее достижимыми, чем условия, благоприятные для образования плоскоарочных ветвистых форм (Baicalia и др.). Действительно, в нерюенской, деревнинской и других среднерифейских свитах конофитоны и якутофитоны редко встречаются (при отсутствии размыва) изолированно от байкалий. Последние же, напротив, часто слагают самостоятельные строматолитовые тела.

Даже такое, далеко не полное перечисление факторов, которые могли в той или иной мере влиять на морфологию древних строматолитов, слагающих "якутофитоновые шиклы", показывает сложную и противоречивую картину воздействия среды на фитогенные образования и заставляют осторожно относиться к попыткам реконструкции палеогеографической обстановки по присутствию определенных разновидностей построек.

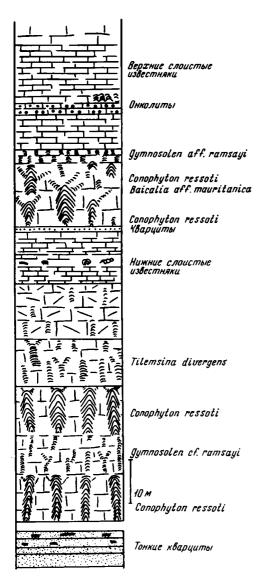


Рис. 69. Разрез серии строматолитовых известняков северо-западной части нагорыя Ахаггар (Сахара; по Веттапd, 1968; определения строматолитов по Bertrand-Sarfati, 1972)

Приведенные факты позволяют думать, что условия формирования строматолитов, в частности гидродинамический режим, скорость осадконакопления и интенсивность прогибания дна древних бассейнов, прямо влияли на форму построек. В результате длительного развития при периодически изменявшейся экологической обстановке одними и теми же водорослями могли быть созданы морфологически различные строматолиты, связанные между собой постепенными взаимопереходами и обладающие общими структурнотекстурными особенностями.

Все сказанное на первый взгляд противоречит представлениям о биологической обусловленности основных морфологических признаков столбчатых строматолитов и, следовательно, о стратиграфической ценности этих образований. Сущность этого противоречия наиболее четко сформулирована в работе М.Е.Раабен (1969, стр. 59), которая пишет: "Если оказалось бы, что Conophyton легко превращается, например, в Ваісаlia unu Inzeria. а эти последние - в пластовые или столбчато-пластовые строматолиты без изменения состава водорослей-строматолитообразователей...", а также "если бы удалось доказать, что разнородные строматолитовые постройки обязаны спецификой своей морфо-

логии не различию в составе водорослей-строматолитообразователей, а лишь условиям взаимодействия с окружающей средой, то нам пришлось бы... отказаться от какой бы то ни было морфологической классификации строматолитов" и "это полностью закрыло бы также и перспективы изучения развития строматолитов во времени..."

Подобные выводы, как мне кажется, являются следствием упрощенной постановки вопроса, при которой игнорируется гетерогенная природа строматолитов. Нет никаких оснований считать, что зависимость некоторых морфологических признаков последних от условий среды исключает одновременную биологическую обусловленность этих же или других их признаков. Речь в каждом конкретном случае может, очевидно, идти лишь о степени влияния биотических и абиотических факторов на морфологию фитогенных построек.

Все сказанное вытекает, в частности, из анализа "якутофитоновых шиклов" в более широком, чем рассмотренный выше, стратиграфическом диапазоне. Такой анализ не только не опровергает, а, напротив, позволяет на новом уровне подтвердить представления о закономерной возрастной изменчивости морфо-

логии столбчатых строматолитов. "Якутофитоновые шиклы" широко развиты по всему разрезу рифея. Их сближает наличие конофитонов или якутофитонов, но морфология ассошинрующих с ними ветвистых построек оказывается специфичной для каждой фитемы или ее части.

В верхней пачке нижнерифейской чуумнахской свиты Западного Прианабарья (см. рис. 17) встречен полуметровый горизонт якутофитонов, связанных постепенными переходами с подстилающими и перекрывающими строматолитами группы Kussiella. Во второй пачке одновозрастной кютингдинской свиты Оленекского поднятия (р. Кюютингдэ) якутофитоны ассоциируют с колоннеллами. В среднем рифее, где рассматриваемые циклы распространены особенно широко и даже считаются руководящими для него (Крылов, Нужнов, Шаповалова, 1968; Крылов, Шаповалова, 1970б), они включают различные виды Baicalia и реже Tungussia. В пачке красновато-желтых строматолитовых доломитов более молодой игниканской свиты Учуро-Майского района место байкалий занимает характерная верхнерифейская группа Inzeria (см. рис. 59, 3). В "якутофитоновых циклах" в Северо-Западной Африке (Bertrand-Sarfati, 1970.1972) присутствуют руководящие для верхнего рифея постройки Gymnosolen (рис.63,69). Развитые здесь же строматолиты новой группы Tilemsina в отдельных образцах близки к верхнерифейским Minjaria, в чем мы могли убедиться во время визита Ж. Бертран-Сарфати в Москву.

Таким образом, хотя "якутофитоновая" шикличность является в свете всего сказанного порождением определенных, повторяющихся во времени абиотических условий, конкретные морфологические разновидности ветвистых построек,
входящих в эти шиклы, и микроструктуры строматолитов обусловлены, вероятно, систематическим составом водорослей-строматолитообразователей. Другими
словами, именно водоросли определяли рамки допустимых изменений формы создаваемых ими строматолитов. Морфология столбчатых построек, связанных
внутри шиклов с конофитонами и якутофитонами, различна на разных стратиграфических уровнях. Более того, сами морфологические роды Сопорнуют и

Јасиворнуют неизвестны выше подошвы кембрия. Это позволяет думеть, что
их исчезновение также является биологически обусловленным и связано с
возрастной изменчивостью сообществ водорослей.

Допуская, что определенная микроструктура является порождением определенного сообщества водорослей-строматолитообразователей, мы вновь (см. часть II, главы 2, 3) приходим к выводу, что один (или ряд близких) симбизов водорослей мог продушировать несколько морфологических групп и даже типов фитогенных образований. Состав же получаемого в результате набора построек контролировался, по-видимому, биотическими факторами. При этом некоторые из входящих в упомянутые наборы разновидностей строматолитов (например, стратиферы) пользуются "сквозным" развитием от глубокого докембрия до наших дней, другие (конофитоны, якутофитоны) характерны только для докембрия и, наконец, третья (байкалии, инзерии и т.д.) имеют еще более узкий диапазон вертикального распространения.

"Якутофитоновые циклы" — наиболее распространенный и яркий, но отнюдь не единственный пример строматолитовой цикличности. Иллюстрацией этому могут служить два приводимых ниже случая.

Река Сухая Тунгуска вскрывает в разрезе среднерифейской свиты Буровой крупный биогерм (рис. 70), который представляет симметричный строматоли—товый шикл, сложенный тремя повторяющимися разновидностями построек. У основания и кровли биогерма залегают горизонты с типичными Baicalia. Со-ответственно выше и ниже их развиты нечеткие, тесно сближенные пластово—столб—чатые строматолиты с большим количеством переходных мостиков и целых соединительных пакетов. Форма этих образований близка к описанной для группы Omachienia (Нужнов, 1967). Центральную часть биогерма слагают высокие, узые, практически неветвящиеся формы куссиеллоподобного облика. Хотя рассмотренные горизонты разделены в большинстве случаев стилолитовыми

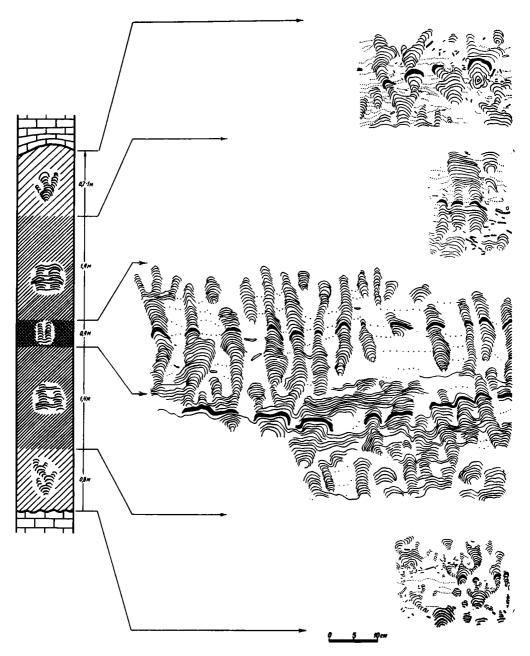


Рис. 70. Ритмичное изменение формы построек в пределах строматолитового биогерма (рисунки по фотографиям). На колонке штриховкой показаны уровни развития построек различной морфологии. Черная заливка — реконструкция прижизненной формы строматолитов для некоторых моментов роста биогермаверхняя часть нижней подсвиты свиты Буровой, р. Сухая Тунгуска против устья р. Таборной

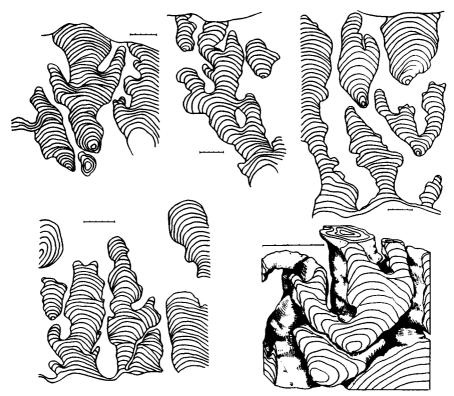


Рис. 71. Строматолиты байкалоидного облика из II и IV пачек нижнерифейской чуумнахской свиты; р. Котуйкан в 3 км ниже устья р. Ильи (рисунки по фотографиям и объемная реконструкция). Длина масштабных линеек 5 см

поверхностями, на отдельных участках устанавливаются постепенные переходы между всеми развитыми здесь разновидностями строматолитов. Все они имеют однотипную микроструктуру.

Во второй и четвертой пачках чуумнахской свиты (см. рис. 17) наблюдается многократное чередование в непрерывном разрезе строматолитов групп Kussiella и Colonnella (горизонты 0,2-0,5 м) со своеобразными постройками, напоминающими байкалии (рис. 71). Эти постройки слагают гори — зонты мощностью до 0,5 м и характеризуются четкостью очертаний, сравнительно частым и близким к активному ветвлением, обилием наклоненных в разные стороны "побегов" и часто глубоким (3-4 см) подгибом слоев у края столби-ков. В то же время в них наблюдаются обычные для куссиелл неунаследованность наслоений и "срезание" одной серии слоев другими. Все присутствующие эдесь строматолиты объединены микроструктурой, описанной для Kussi-ella kussiensis Kryl. (Крылов, 1963).

Приведенные данные показывают, что шикличность разного типа в строении биогермов является характерной чертой многих рифейских строматолитовых толщ и, видимо, отражает реакцию формы построек на различные, неясные до конца изменения условий их формирования. В результате образуются определенные наборы морфологических разновидностей строматолитов, обязанные своми происхождением жизнедеятельности определенного сообщества водорослей. Хотя отдельные группы строматолитов повторяются на разных стратиграфических уровнях в различных сочетаниях, каждый такой набор достаточно специфичен, что и определяет возможность использования строматолитов в стратиграфии. Выше это было показано на примере разновозрастных якутофитоновых циклов.

ХАРАКТЕР РАЗМЕЩЕНИЯ СТРОМАТОЛИТОВ ВНУТРИ ПОЛИФАЦИАЛЬНЫХ ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Экологические факторы, определяя возможность появления строматолитов вообще и в той или иной мере влияя на их морфологию (см. главы 4-6), в ряде случаев контролировали систематический состав фитогенных образований в разных зонах бассейна. Наиболее отчетливо это выявляется на уровне формальных видов строматолитов, выделяемых по специфическим чертам их микроструктуры. От наличия или отсутствия такого контроля и от характера его сочетания с возрастной изменчивостью строматолитов (водорослей—строматолитообразователей?) зависят особенности их распределения внутри крупных литологических тел.

Это можно показать на примере юдомской свиты и двух свит лахандинской серии Учуро-Майского района. Выбор данных литостратиграфических подразделений в качестве объектов исследования определялся следующим: во-первых, они развиты на обширной площади и характеризуются сложной латеральной изменчивостью, во-вторых, внутри них проходят рубежи смены возрастных сообществ строматолитов. Последнее обстоятельство дает возможность при анализе распределения фитогенных образований отделить закономерности, связанные с факторами среды, от закономерностей, вызванных изменением характера строматолитов во времени.

Особенности локализации фитогенных образований юдомской свиты

Этот вопрос был рассмотрен мною специально (Семихатов, Комар, Серебряков, 1970), что позволяет ограничиться здесь лишь изложением основных выводов, вытекающих из проведенного анализа.

В размещении строматолитов с определенной микроструктурой внутри юдомской свиты нашли отражение две противоположные тенденции. Первая из них выражена в присутствии конкретных разновидностей этих образований среди самых различных типов пород, что дает основание говорить о широких пределах условий, допускающих образование каждой из таких разновидностей. В качестве примера можно указать на строматолиты с микроструктурами, описанными пля Boxonia grumulosa Kom., Paniscollenia emergens Kom. и Colleniella singularis Kom., которые встречены среди перекрестнослоистых песчаников. песчанистых и микрофитолитовых доломитов, а также среди неслоистых или горизонтальнослоистых глинистых и глинисто-битуминозных доломитов. Не менее показательны постройки с микроструктурой, характерной для Jurusania judomica Kom. et Semikh., отмеченные в кремнистых и битуминозных доломитах, песчаниках и тонкозернистых известняках. С другой стороны, каждый из типов и комплексов отложений обычно заключает строматолиты с различными типами микроструктур. Иначе говоря, микроструктуры строматолитов непосредственно не зависели от фациальных условий образования построек.

Вторая тенденция выражена в предпочтительной приуроченности массовых кове центраций тех или иных строматолитов лишь к некоторым типам пород или, в более широком плане, к их определенным естественным ассоциациям. Это пока-

¹ Как уже отмечалось при описанил юдомской свиты (часть II, глава 1), для обозначения строматолитов с определенной микроструктурой условно используется название той формы, для которой подобная микроструктура была описана впервые. Как видно на рис. 15, морфология построек не всегда от вечает диагнозу группы, к которой принадлежит эта форма.

зывает, что для каждой разновидности строматолитов существовали свои особые условия, наиболее благоприятные для ее развития. Отмеченная предпочтительная приуроченность вызывает резкую неравномерность распределения строматолитов как по площади, так и в разрезах юдомской свиты (рис. 72). Еще ярче такая неравномерность выражена в размещении микрофитолитов, основная масса которых сконцентрирована по существу в четырех разновозрастных и пространственно обособленных толщах (Семихатов, Комар, Серебряков, 1970).

Строматолиты юдомской свиты наиболее разнообразны по видовому составу и богаты в количественном отношении в отложениях терригенно-доломитового состава. В них широко распространены постройки с микроструктурами. описанными пля Paniscollenia emergens, Colleniella singularis. Boxonia grumulosa и B(?) ingilica. Другие строматолиты встречаются в породах этого типа значительно реже. В пределах Учуро-Майской плиты ассоциация перечисленных форм развита главным образом в нижнеюдомской терригенно-карбонатной и верхнеюдомской "онколитовой" толщах. В Юдомо-Майском прогибе она характерна для песчано-доломитовых и песчаных пачек в основании верхнего подшикла раннеюдомского седиментационного цикла. Приуроченность этих фитогенных образований к нижним частям трансгрессивных циклов разного порядка и мелких осадочных ритмов (см. рис. 52,В) хорошо согласуется с нахождением некоторых из них (B. grumulosa, P. emergens) непосредственно среди песчаников. Естественно поэтому предположить, что обстановка накопления песчано-доломитовых осадков была наиболее благоприятной для существования тех симбиозов водорослей, которые породили соответствующие строматолиты и их микроструктуры. Особенности этой обстановки выявляются при анализе строения упоминавшихся терригенно-карбонатной и "онколитовой" толш.

Накопление нижнеюдомской терригенно-карбонатной толщи (песчанисто-доломитовая и доломитово-песчанистая фации конца раннеюдомского времени; Семихатов, Комар, Серебряков, 1970; рис. 31) происходило в плоской мельководной Учурской впадине (см. рис. 72), окруженной с трех сторон зонами поднятий. Толща представлена сложным чередованием песчаников, песчанистых, хемогенных и фитогенных доломитов. Все они обладают косой перекрестной слоистостью, послойной сортировкой кластического и фитогенного материала, содержат следы ряби, волноприбойные знаки и другие признаки подвижного мельководного бассейна. Две названные фации различаются лишь по количественному соотношению карбонатных и терригенных пород. Главным источником кластического материала служил Алданский щит, в направлении к которому возрастают относительная роль и размеры обломочных зерен.

"Онколитовая" толща (онколитовая фация начала позднеюдомского времени; Семихатов, Комар, Серебряков, 1970; рис. 32) формировалась на обширной отмели вокруг Омнинского поднятия (см. рис.72). Ее слагают преобладающие микрофитолитовые доломиты, перемежающиеся с песчанистыми, строматолитовыми и различными типами хемогенных доломитов, а также песчаниками. Содержание терригенных и терригенно-карбонатных пород меняется по разрезу и площади развития "онколитовой" толщи. Относительная роль песчаников и песчанистых пород возрастает по направлению к Омнинскому поднятию, а также к крайним северным выходам свиты на левобережье широтного отрезка р. Маи.

Значительная примесь терригенного материала в карбонатных породах, характерная перекрестная слоистость, послойная сортировка кластического и биогенного материала и, наконец, сложное, иногда ритмичное (см. рис. 52,В) чередование различных по генезису отложений – все это свидетельствует о существовании вокруг Омнинского поднятия обширного мелководья которое охватывало бассейн среднего течения р. Маи, низовья р. Юдомы, бассейн нижнего
в Среднего течения р. Аима и верхнего течения р. Учура.

Раннеюдомская терригенно-карбонатная и позднеюдомская "онколитовая" толши чрезвычайно близки как по строению, так и по палеонтологической ха-рактеристике. По всей видимости, они формировались в сходных условиях мел-ководного бассейна с активным гидродинамическим режимом, значительным по-

ступлением кластического материала, быстро и локально изменяющейся обстановкой осадконакопления и многочисленными местными перерывами. Именно в этой обстановке сформировались основная масса юдомских микрофитолитов и многие разновидности юдомских строматолитов.

Образованию пластовых, желваковых и столбчатых построек с микроструктурой, описанной для Jurusania judomica, по-видимому, более благоприятствовали условия накопления глинистых, битуминозно-глинистых и кремнистых доломитов. Большинство юрюзаний развито в пределах так называемой кремнистой толши - характерной ассоциации пород нижнеюдомской подсвиты Юдомо-Майского прогиба (см. рис. 72). Кремнистая толща представлена сложным чередованием кремнистых и кремнисто-глинистых доломитов, аргиллитов, лидитов, неяснозернистых глинистых, песчанистых и фитогенных доломитов и отличается пестрой окраской, тонкой косоволнистой, линзоватой или горизонтальной слоистостью. Указанный комплекс пород отвечает, как можно думать, несколько более глубоководным, спокойным и, вероятно, более интенсивно прогибавшимся участкам раннеюдомского бассейна. Поскольку "кремнистая толща" следует в разрезах вслед за песчанистыми доломитами и песчаниками (см. рис. 72) строматолиты с микроструктурой, описанной для Jut. judomica как бы сменяют рассмотренные ранее строматолиты в более высоких частях трансгрессивных циклов или замещают названные формы при движении по горизонтали от прибрежных к более удаленным от берега фациям. Наконец, крайним членом намечающегося ряда строматолитов является Gongylina nodulosa, развитая лишь среди чистых хемогенных доломитов, как правило, лишенных каких-либо других органогенных остатков и терригенной примеси.

Следует подчеркнуть, что предпочтительная приуроченность рассмотренных форм строматолитов к определенным комплексам пород не является исключительной особенностью юдомской свиты Учуро-Майского района; она намечается и в одновозрастных свитах других регионов. Так, Boxonia grumulosa приурочена к терригенно-карбонатным отложениям не только в юдомской свите, но и в жербинской свите Патомского нагорья, порохтахской - северо-западного склона Алданского шита, старореченской - Анабарского массива, хатыспыт ской - Оленекского поднятия и хараюетехской - Хараулахского выступа. Jurusania judomica присутствует в битуминозных известняках и доломитах двух последних из перечисленных подразделений.

Изложенные данные обобщены на идеализированной, отвлеченной от конкретных разрезов или интервалов времени схеме размещения основных форм
строматолитов и групп микрофитолитов по главным фациальным комплексам
отложений юдомской свиты (рис. 73). Здесь видно, что из всего ряда ассоциаций пород, сменяющихся при движении от берега в глубь бассейна (сходная
их смена неоднократно происходит и по вертикали), наиболее обогащен фитогенными образованиями прибрежно-мелководный комплекс песчано-доломитовых
отложений. При этом массовое развитие онколитов и строматолитов с микроструктурой, характерной для В. grumulosa, приурочено к внешнему краю зоны
накопления осадков указанного комплекса, а катаграфий и построек с микроструктурой, описанной для Jurusania judomica, к внутреннему. Часть перечисленных фитолитов заходит и в существенно терриренные отложения.

При движении в глубь бассейна к относительно более глубоководным глинистым, глинисто-битуминозным и кремнистым доломитам происходит резкое скачкообразное уменьшение роли фитогенных образований. Главную роль здесь приобретает вторая из названных выше разновидностей строматолитов. Дальнейшее резкое сокращение количества фитолитов наблюдается при переходе к чистым однородным хемогенным карбонатам, в которых встречены лишь единичные Gongylina nodulosa. Мелководные хемогенные доломиты со следами выщелачивания гипса, развитые в присводовой части Алданского щита, охараметеризованы практически только катаграфиями (Vesicularites, Nubecularites, Vermiculites) и единичными, локально распространенными формами строматолитов (Jurusania sibirica, Linella simica и Gongylina urbanica).

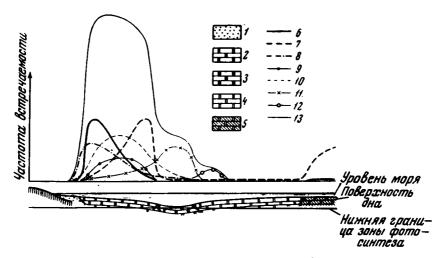


Рис. 73. Идеализированная схема размещения основных форм строматолитов и групп микрофитолитов по главным фациальным комплексам отложений юдомской свиты (по Семихатову, Комару, Серебрякову, 1970, с изменениями)

1-5 - комплексы отложений: 1 - прибрежно-морские песчаные и песчано-доломитовые, 2 - фитогенные, песчанистые, хемогенные доломиты и песчаники мелководья, 3 - глинистые, битуминозные и кремнистые доломиты относительно более глубоководных зон бассейна, 4 - хемогенные однородные доломиты и известняки относительно более глубоководных зон бассейна, лишенные не-карбонатных примесей, 5 - хемогенные доломиты мелководных, несколько осолоненных зон бассейна, лишенные примеси кластического материала; 6-13 - кривые встречаемости фитогенных образований: 6, 7 - микрофитолиты: 6 - онколиты групп Ambigolamellatus и Volvatella, 7 - катаграфии групп Vesi-сиlarites и Nubecularites, 8-12 - строматолиты с микроструктурами, описанными при выделении: 8 - Boxonia grumulosa, 9 - B. (?) ingilica, 10 - Panis-collenia emergens и Colleniella singularis, 11 - Jurusania judomica, 12 - Gongylina nodulosa, 13 - суммарная кривая

Приуроченность строматолитов к определенным ассоциациям пород особенно наглядно выступает там, где эти ассоциации скользят по разрезу. Так, в северной части Юдомо-Майского прогиба песчано-доломитовая пачка основания второго раннеюдомского подшикла смещается вверх по разрезу в северо-восточном направлении (рис. 74), что вызывает соответствующее смещение и развитых в ней Boxonia grumulosa и других по морфологии построек с той же микроструктурой. Важно, однако, что подобное изменение стратиграфического положения форм осуществляется лишь в определенных возрастных рамках. Та же в grumulosa, которая мигрирует вместе с характерным для нее комплексом пород внутри нижнеюдомской подсвиты, нигде не переходит в близкие по составу и фациальным особенностям верхнеюдомские отложения. Здесь эту форму сменяют постройки с микроструктурой, типичной для В. (?) ingilica.

Приведенные данные показывают, что локализация фитогенных образований с определенной микроструктурой зависит от фаций только в пределах отрезка разреза, отвечающего времени существования того или иного вида. Поэтому, котя сходные литологические ассоциации повторяются в разрезе как нижней, так и верхней подсвит юдомской свиты, мы имеем формы строматолитов, при-уроченные лишь к одной из них. Это позволяет считать, что определяющим фактором вертикальной смены строматолитов, вероятно, являлись изменения во времени водорослей-строматолитообразователей, тогда как фациальные

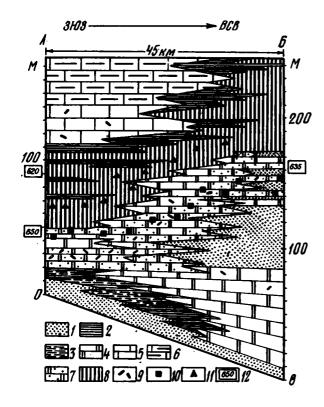


Рис. 74. Литолого-фациальный профиль нижнеюдомской подсвиты между разрезами по р. Алдану в 12 км выше устья р. Белой (А) и по р. Белой в 4 км выше устья р. Мутулы (Б)

1 - песчаники: 2 - аргиллиты: 3 - алевролиты: 4 доломиты; 5 - известняки: 6 - темноцветные битуминозные и глинисто-битуминозные известняки: 7 - песчанистые доломиты: 8 пестроцветные кремнистодоломитовые и глинистокремнисто-доломитовые породы; 9 - катаграфии; 10. 11 - строматолиты с микроструктурами, описанными при выделении: 10 - Вохопіа grumulosa, 11 - Jurusania judomica; 12 - изотопный возраст глауконитов, в млн. лет (датировка 635 млн. лет получена не для приведенного, а соседнего с ним разреза р. Белой у устья ручья Тарыннаах)

причины обусловливали лишь конкретное место тех или иных форм и их массовость.

Причины закономерной приуроченности основных масс различных строматолитов к определенным фациальным комплексам отложений неясны. Здесь могли сказаться глубина бассейна и его гидродинамический режим, количество и характер сносимого с суши материала, скорость осадконакопления, особенности субстрата, геохимический состав вод и какие-то другие, пока не вскрытые причины.

Особенности размещения строматолитов в нерюенской и игниканской свитах лахандинской серии

Основные сведения о составе и возрасте лахандинской серии, а также о ее соотношениях с подстилающими и перекрывающими отложениями изложены в части II, главе 1. Опорные разрезы серии изображены на рис. 75, 76. Схемы сопоставления составлены таким образом, чтобы дать представление об изменениях в строении нерюенской и игниканской свит как в меридиональном, так и в широтном направлениях. На рис. 75 и 76 показано также размещение морфологических групп и микроструктур строматолитов. Неравномерность палеонопологической характеристики отдельных разрезов связана с их неодинаковой обнаженностью и различной сохранностью собранного материала.

Распределение строматолитов по разрезам и площади развития лахандинской серии резко отличается от только что описанного для юдомской свиты, а сами

нерюенская и игниканская свиты иллюстрируют два самостоятельных типа пространственного размещения фитогенных образований.

Нерюенская свита в пределах Майской впадины (см. рис. 75) состоит из двух аргиллитовых и одной карбонатной толи, которые С.В.Нужновым
(1967) выделены как кумахинская, мильконская и нельканская подсвиты.
Основная масса строматолитов приурочена здесь к средней, карбонатной части
свиты — мильконской подсвите. Это толима сероиветных и красноиветных массивных и плитчатых известняков, доломитистых известняков и известковистых
доломитов с отдельными прослоями (первые сантиметры) глинистых доломитов. Среди пород мильконской подсвиты преобладают строматолитовые разности, а также фитокластические образования (см. рис. 62 и 67). В краевой
зоне Майской впадины, у пос. Нелькан, в составе подсвиты появляются горизонты и пачки (до 12 м) темно-серых до черных тонкослоистых и тонкоплитчатых битуминозных известняков. Одновременно примерно вдвое возрастает
мощность рассматриваемой толим (150 м против 70-75 м в типовом разрезе,
расположенном по р. Мае выше устья р. Большого Кандыка).

В кумахинской и нельканской подсвитах господствуют аргилиты, отвечаюшие по составу зрелым глинистым породам, возникшим в результате переотложения кор выветривания (Акульшина и др., 1969; Илюхин, Тараненко, Шлыкова, 1969). Им подчинены прослои алевролитов, песчаников, сидеритов, а также
карбонатов. Строматолитовые известняки слагают выдержанную пачку в средней
части нельканской подсвиты (рис. 75, 77). Эта пачка хорошо прослеживается
во всех разрезах и при геологосъемочных работах использовалась как маркирующий горизонт. Ее мошность меняется от 1,5 до 15 м, в целом возрастая
в восточном направлении. В бассейне р. Ляки карбонатные пласты пачки расклиниваются горизонтами аргиллитов, которые заключают изолированные фитогенные постройки, сложенные известняками (см. рис. 77, колонка 3). Среди
аргиллитов нижней, кумахинской, подсвиты присутствуют лишь маломощные
прослои карбонатов и единичные строматолитовые биогермы. Отличительной
особенностью этих пород является их преимущественно доломитовый состав.

К восточному краю Майской впадины возрастает суммарная мощность свиты и увеличивается относительная роль карбонатных пород в ее строении. Эта тенденция получает дальнейшее развитие в Юдомо-Майском прогибе, где нерюенская свита утрачивает трехчленное строение в результате появления мощных карбонатных пачек во всех частях ее разреза. Поэтому обособление кумахинской, мильконской и нельканской подсвит в Юдомо-Майском прогибе (особенно в его северной части) затруднено и проводится с большой долей условности. За основной критерий для разграничения двух нижних подсвит принят состав карбонатных пород: существенно доломитовый в кумахинской подсвите и преимущественно известковый - в мильконской. Вероятные аналоги всех трех подсвит нерюенской свиты испытывают в Юдомо-Майском прогибе незакономерные и разнонаправленные колебания мощностей (см. рис. 76). Это показывает, что они являются не стратиграфическими, а скорее фациальными подразделениями.

В Юдомо-Майском прогибе полностью сохраняется общий набор пород, характерный для нерюенской свиты Майской впадины, однако их относительное значение изменяется. Среди карбонатных пород возрастает количество нестроматолитовых разностей, в частности тонкоплитчатых битуминозных известняков и доломитов. Вместе с тем увеличивается мощность отдельных строматолитовых биогермов, горизонтов и пачек. В некоторых случаях она достигает нескольких десятков метров.

Иногда можно видеть, что строение и мощность свиты резко меняются на протяжении 1-2 км. Особый интерес в этом отношении представляет разрез нерюенской свиты по р. Белой у устья р. Мастах (см. рис. 76). Здесь вскрываются по существу два самостоятельных разреза (восточный и западный), разделенных серией разрывных нарушений. В западном разрезе вскрываются базальные и средние горизонты свиты, а в восточном – ее средняя и верхняя часть.

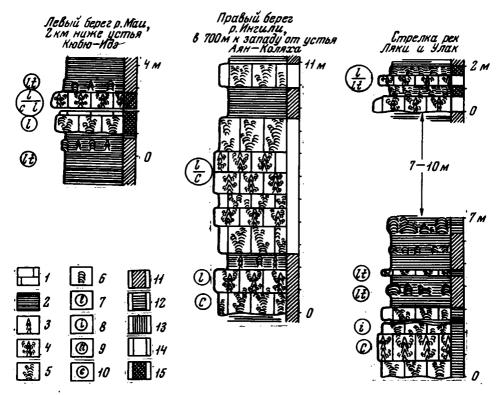


Рис. 77. Строение строматолитового горизонта нельканской подсвиты неркоенской свиты (по данным М.А. Семихатова и С.Н. Серебрякова)

1 - известняки; 2 - аргиллиты; 3-6 - морфологические группы строматолитов: 3 - конофитоны, 4 - якутофитоны, 5 - байкалии, 6 - колоннеллы; 7-10 - мик-роструктуры строматолитов, описанные для: 7 - Baicalia lacera, 8 - B. ingilensis, 9 - Conophyton lituus, 10 - Con.cylindricus; для якутофитонов в знаменателе - микроструктура центрального столба, в числителе - отростков; индексы через дефис - смешанные микроструктуры; 11-15 - окраска пород: 11 - красноцветная, 12 - пятнистая (красно-, зеленоцветная), 13 - пестрая, 14 - серая разных оттенков, 15 - темно-серая до черной

Разрезы хорошо увязываются между собой с помощью характерной 30-метровой пачки красных аргиллитов с мелхими биогермами и изолированными столбиками конофитонов, а также по серии подстилающих и перекрывающих эту пачку маломощных пластов. Однако строение толщ, расположенных ниже указанной маркирующей пачки, существенно различается. На западе преобладают нестроматолитовые породы, а мощность строматолитовых горизонтов не превышает 12-15 м. На востоке, напротив, главную роль играют строматолитовые известняки, слагающие монолитные пачки до 35-40 м мощностью. Суммарные мощности сопоставимых частей свиты также различны.

Описанную картину можно объяснить, предположив, что упоминавшиеся выше разломы являются отражением крупного структурного шва . Неравномерное прогибание блоков к западу и востоку от него могло вызвать столь резкие различия в строении одновозрастных горизонтов нерюенской свиты, подобно

Его существование на этом участке в более позднее время подтверждается данными по юдомской свите (Семихатов, Комар, Серебряков, 1970).

тому, как это отмечалось ранее для Туруханского поднятия (Драгунов, Егоров, Штейн, 1963).

Для большинства строматолитовых толщ и пачек нерюенской свиты характерно однотипное ритмичное строение. Оно обусловлено чередованием нестроматолитовых пород с биогермными пластами и биостромами, а внутри последних—чередованием горизонтов взаимосвязанных морфологических групп фитогенных построек; конофитонов, якутофитонов и байкалий. В главе 4 было показано, что такое строение разреза свидетельствует о периодически повторявшихся изменениях условий образования строматолитов.

Чередование различных групп фитогенных построек в разрезах Майской впадины наблюдается в мильконской (см. рис. 62, 67) и нельканской (см. рис. 77) подсвитах, а в Юдомо-Майском прогибе — по всему разрезу свиты. В то же время, если в западной части первой из структурных зон ритмичное строение присуще практически всем строматолитовым телам, то уже в разрезе у пос. Нелькан появляются многочисленные биогермы, сложенные какой-либо одной разновидностью строматолитов. В Юдомо-Майском прогибе количество таких "моногрупповых" биогермов еще более возрастает.

Основная масса нерюенских строматолитов слагает крупные биогермы, отличающиеся особыми условиями осадконакопления (Серебряков, 1968). Наиболее характерным типом вмещающих пород являются фитокластические образования (от калькаренитов до плоскогалечных конгломератов), но биогермы
встречаются и во всех других разновидностях карбонатных пород нерюенской
свиты, а также среди ее аргиллитов. Аргиллиты, кроме того, заключают изолированные фитогенные постройки различной морфологии. Наиболее часты здесь
конофитоны и колоннеллы, встречающиеся как порознь, так и совместно. Якутофитоны среди аргиллитов не встречены. Зависимость морфологии построек от
карбонатного состава пород отсутствует, и одни и те же группы строматолитов развиты в известняках, доломитах и смещанных известково-доломитовых
породах. Приведенные данные, а также чрезвычайно широкое распространение
фитогенных образований в разрезах нерюенской свиты позволяют думать, что
практически весь диапазон условий накопления ее отложений допускал формирование водорослевых построек.

В строматолитах нерюенской свиты господствуют пять разновидностей микроструктур, впервые описанных для Conophyton metula Kir., Con. cylindricus
Masl., Con. lituus Masl., Baicalia lacera Semikh, B. ingilensis Nuzhn. В нижней части
свиты развиты, кроме того, постройки с микроструктурами, характерными для
Minjaria sakharica Kom. и Colonnella ulakia Kom. из шипандинской свиты. Ниже
для упрощения я буду говорить не о микроструктурах, описанных для такогото вида, а о микроструктурах В. lacera, Con. lituus и т.д. Морфология обладающих ими построек отражена на рис. 75-77.

При анализе размещения микроструктур по разрезам и площади развития свиты обращают внимание три следующие обстоятельства.

- 1. Отсутствие каких—либо четких закономерностей в распределении микроструктур по вертикали и горизонтали. В разрезах наблюдается многократное чередование различных микроструктур, причем последовательность такого че редования не выдерживается на площади. Яркий пример этого — четыре разреза мильконской подсвиты, изображенные на рис. 62 и 78, которые послойно увязаны между собой на основании характерных морфологических особенностей строматолитов (см. главу 4). Вместе с тем текстурно—структурные особен ности последних в пределах сопоставимых горизонтов нередко различны (см. рис. 78). В более крупном масштабе подобную картину иллюстрируют рис. 75 и 76.
- 2. В нерюенской свите отсутствует однозначная корреляция между формой строматолитов и их текстурно-структурными особенностями. Изменения микро-структуры могут не сопровождаться изменениями морфологии и, напротив, изменения морфологии не обязательно приводят к смене микроструктуры. Хотя каждой из микроструктур присуща своя наиболее типичная форма построек,

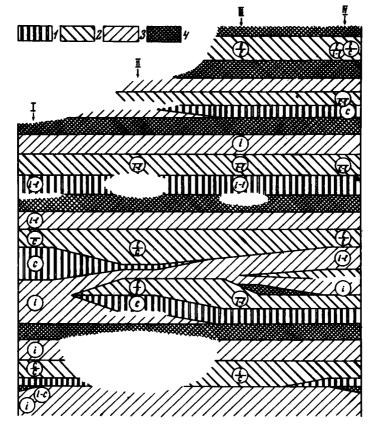


Рис. 78. Распределение микроструктур в сопоставленных "якутофитоновых пиклах" четырех разрезов мильконской подсвиты нерюенской свиты (см. рис. 62)

Римские цифры — разрезы: I — скала Сыгырыйа; II — протока Тарбылыыр; III — гора Красная; IV — изба Первушина; 1—3 — уровни развития: 1 — конофитонов, 2 — якутофитонов, 3 — байкалий; 4 — нестроматолитовые породы. Индексы в кружках — микроструктуры строматолитов (см. рис. 77)

они могут характеризовать различные группы фитогенных образований. Примеры такого единства микроструктур, наблюдаемых у морфологически различных строматолитов, были приведены в главе 4 ("якутофитоновые шиклы"). Не повторяя их здесь, отмечу только, что в нерюенских строматолитах наблюдаются также постепенные изменения микроструктур в различных частях единых биогермов и существуют микроструктуры смешанного типа, сложенные несколькими различными форменными элементами, чередующимися между собой. На рис. 77 и 78 они показаны двойным индексом.

3. Ни одна из микроструктур строматолитов нерюенской свиты не обнаруживает предпочтительной приуроченности к какому-либо определенному типу карбонатных пород. Можно отметить лишь, что большинство фитогенных построек, заключенных в аргиллитах, обладает микроструктурой *Con. lituus.

Изложенные данные позволяют выдвинуть следующую гипотезу. В нерюенском бассейне одновременно существовали шесть близких, тесно связанных между собой и даже переходящих один в другой сообществ водорослей-строматолитообразователей, породивших шесть перечисленных выше микроструктур. Они могли развиваться во всем диапазоне господствовавших здесь условий. Появление в разрезе той или иной морфологической разновидности строматолитов, по-видимому, было связано как с составом водорослей, так и с каки-

ми-то абиотическими факторами — подвижностью вод, интенсивностью прогибания, скоростью осадконакопления и т.д. (см. главу 4). Размещение указанных сообществ по площади было беспорядочным, а появление в данной точке бассейна — случайным.

Естественно, что подобный характер размещения микроструктур в нерюенской свите делает невозможным ее дальнейшую стратификацию с помощью формальных видов строматолитов. Исключение, возможно, составляют лишь нижние горизонты свиты, охарактеризованные байкалиями с микроструктурой Minjaria sakharica и сопутствующими им Conophyton metula и Colonnella ulakia.

Ни одна из форм, входящих в нерюенскую ассоциацию строматолитов, не поднимается выше ее кровли. Их исчезновение трудно объяснить местными фаниальными причинами. Хотя в большинстве разрезов строматолиты анализируемой свиты отделены от игниканских аргиллитовой пачкой различной мошности, другие подобные пачки, как мы видели, не прерывали их развитие. Более того, в разрезе по р. Белой между устьями Харыйалаах и Маган—Харах (см.рис.76) смена строматолитовых комплексов происходит практически в непрерывном карбоватном разрезе. Верхние горизонты нерюенской свиты здесь литологически близки к нижним горизонтам игниканской, но тем не менее содержат различные строматолиты. Эти факты позволяют считать основной причиной исчезновения нерюенского комплекса фитогенных образований не изменение условий в лахандинском бассейне, а необратимую смену во времени водорослей—строматолитообразователей.

Игняканская свита в типовом разрезе (р. Мая в районе устья р. Малого Кандыка) может быть разделена на три разновеликие толши (см.рис.75). В ее основании залегают пятнистые, преимущественно красноцветные известняки и доломитистые известняки. Эта толща (21-25 м) состоит из строматолитовых биогермов, разделенных зонами развития обломочных (главным образом эндокластических), микрофитолитовых, сгустковых и хемогенных пород. Вышележащая толща (37-40 м) отделена от описанной 2-метровым горизонтом аргиллитов. Она имеет доломитовый состав и представлена серыми, розоватыми, желтоватыми и зеленоватыми породами с характерной рыжей коркой выветривания. К нижней части толщи приурочены крупные тела строматолитов. а в верхней преобладают обломочные и микрофитолитовые разности пород. Последние широко представлены и в верхней толще разреза (93-105 м). Ее слагают сероцветные доломиты, известковистые доломиты и более редкие известняки. Наряду с упоминавшимися разновидностями пород здесь присутствуют темно-серые глинисто-битуминозные плитчатые карбонаты, а также глинистые известняки и поломиты со своеобразным узором пиагенетических трешин усыхания, В верхней части этой толщи прослеживается горизонт строматолитовых биогермов. По всему разрезу свиты развит глауконит. Петрографическое описание основных типов пород рассмотренного разреза дано Ю.В. Давыдовым что позволяет не останавливаться на их характеристике.

Своеобразный набор пород игниканской свиты сохраняется по всей площади ее развития, благодаря чему она легко узнается в разрезе рифейских отложений Учуро-Майского района. Однако детали строения свиты, а также мощность ее отдельных толщ и пачек меняются на коротких расстояниях.

В западной части Майской впадины (см. рис. 75, колонки 2,5) на склонах Омнинского поднятия из разреза выпадает нижняя известняковая толща святы. Напротив, в восточной части впадины (см. рис. 75, колонка 7) ниже трех описанных толщ обособляется новая мощная (40-43 м) толща серых и темно-серых хемогенных и обломочных известняков. Такие соотношения не позволяют исключать возможность фациального замещения игниканскими карбонатными породами верхних горизонтов нерюенских аргиллитов. В разрезе горы Янкан (см. рис. 75), который является переходным к разрезам Юдомо-Майского прогиба, краснощветные карбонатные породы нижней толщи игниканской свиты расклиниваются пачками темно-серых известняков, а общая мощность свиты резко увеличивается.

В южной части Юдомо-Майского прогиба, в бассейне р. Челасин (см.рис.76), игниканская свита представлена мощной однообразной толшей серошветных, главным образом темно-серых известняков, в значительной части обломочных и микрофитолитовых, среди которых неравномерно распределены уровни развития мелких строматолитовых биогермов.

При движении по Юдомо-Майскому прогибу с юга на север устанавливается постепенное возвращение к тому типу строения игниканской свиты, который характерен для Майской впадины. Хотя разрез в бассейне р. Юдомы в целом близок к челасинскому, в его нижней части появляются красношветные известняки и известковистые доломиты. Далее к северу, в бассейнах рек Аллах-Юнь и Белая, общая последовательность толщ полностью отвечает наблюдаемой в типовом разрезе. Прослеживание изменений игниканской свиты в субширотном направлении выявляет две тенденции: к востоку возрастает суммарная мощность свиты и постепенно уменьшается доломитность пород.

Происхождение смешанных доломит-известковых пород нижней толщи типового разреза свиты, а также аналогичных по составу отложений мильконской подсвиты нерюенской свиты связывалось мной (Серебряков, 1968) с привносом в бассейн седиментации вместе с глинистыми частицами магнезиальных карбонатов. Подобный процесс неоднократно описывался в литературе для отложений различного возраста (Кондратьева, Холодов, 1955; Зеленов, 1957). Воэможно и другое объяснение генезиса смещанных, а также доломитовых пород игниканской свиты. На основе изучения распределения доломитов юдомского комплекса В.Н. Григорьевым, М.А. Семихатовым и мною (1969) была высказана гипотеза об усилении доломитообразования при поступлении в бассейн континентальных вод содового и углемагниевого состава, связанных с интенсивным химическим выветриванием в областях сноса. Обнаружение бокситов в основании лахандинской серии (Каминский, Потапов, 1968) и широкое развитие в ней зрелых глинистых пород (Илюхин, Тараненко, Шлыкова, 1969; Акульшина и др., 1969) оправдывают приложение этой гипотезы к карбонатным породам рассматриваемой серии. Отсюда вытекает вывод о том, что уменьшение доломитности пород игниканской свиты в восточном направлелении (а в Юдомо-Майском прогибе - также с севера на юг) может быть связано с удалением от берега лахандинского бассейна. Общее увеличение количества доломитов вверх по разрезу хорошо согласуется с мнением о регрессивном характере игниканской свиты (Акульшина и др., 1969). В целом же лахандинская серия выступает как крупный осадочный трансгрессивно-регрессивный шикл, причем максимум трансгрессии, вероятно, приходится на нельканскую подсвиту нерюенской свиты.

Характер пород игниканской свиты, в частности широкое развитие карбонатных обломочных, преимущественно эндокластических образований, микрофитолитовых известняков и доломитов, а также глауконита, позволяет говорить об общей мелководности игниканского бассейна. Это подтверждается также присутствием трешин усыхания в косослоистых известковистых доломитах верхней пачки свиты в разрезе у пос. Нелькан (см. рис. 75). Следовательно, можно думать, что в игниканское время существовали условия, в целом благоприятные для развития строматолитов. Несмотря на это, они распространены здесь относительно менее широко, чем в нерюенских отложениях. Существенно отличается также характер их размешения в разрезах и по плошади (Комар, Семихатов, Серебряков, 1973).

Строматолиты игниканской свиты слагают сравнительно мелкие биогермы, мощность которых редко превышает 10 м, а протяженность колеблется от нескольких до нескольких десятков метров. В одних случаях они образуют целые пачки и толши, внутри которых сложно сочетаются между собой и с вмещающими нестроматолитовыми породами, в других — четкие горизонты, прослеживающиеся в пределах крупных обнажений.

По нашим данным в игниканской подсвите присутствуют три формальных вида строматолитов: Baicalia maica Nuzhn., Inzeria tjomusi Kryl. и In. confragosa

(Semikh.). Эти виды образуют устойчивую в пределах всего района вертикальную последовательность. Ваicalia maica приурочена только к базальным горизонтам свиты, главным образом к ее красношветной известняковой толше. Однако там, где последняя выпадает из разреза (район пос. Ципанда, рис. 75), В. maica обнаружена и в нижней части толши пестрых доломитов. По р.Аллах—Юнь у устья р.Сахары красноцветная толша с рассматриваемым видом строматолитов также нацело сложена доломитами. Среди фитогенных построек, обладающих микроструктурой В. maica в разрезе у пос. Нелькан встречены отдельные якутофитоны (см. рис. 59, Ж). Они образуют линзу мощностью 0,3—0,4 м внутри байкалиевого биогерма.

Inzeria tiomusi в пределах Майской впадины распространена во второй (доломитовой) толще стратотипического разреза и ее аналогах. Строматолиты образуют биогермы, которые концентрируются в нижней части толщи или равномерно распределены по всему ее объему. В типовом разрезе свиты среди инзерий наблюдаются горизонты в 0.5-1 м якутофитонов (см. рис. 59, 3), обладающих микроструктурой In. tjomusi. Отдельные якутофитоновые постройки встречены среди инзерий и в других разрезах. В Юдомо-Майском прогибе In. tjomusi присутствует среди красношветных, серых и темно-серых доломитов, смещанных известково-доломитовых пород и известняков примерно на том же уровне, что и в Майской впадине (см. рис. 76). Инзерии нигде не опускаются ниже Baicalia maica и за единственным исключением не были встречены совместно с ними. Этим исключением является разрез в районе горы Янкан, где In. tjomusi располагается между горизонтами байкалий. Следует оговориться, что в силу сохранности материала определение ее дано здесь с некоторой долей условности, а последовательность нижних пачек свиты установлена не в одном непрерывном разрезе, а по серии разобщенных выходов.

In. confragosa в Майской впадине характеризует третью толшу игниканской свиты. В большинстве случаев строматолиты слагают один пласт биогермов мощностью от 4 до 11 м, расположенный примерно в средней части этой толши. В разрезах по р. Ляки у устья Улака, в междуречье Ингили и Утанака, а также в районе горы Янкан отмечен второй уровень развития строматолитов, близких к In. confragosa. Он приурочен к переходной пачке между рассматриваемой и кандыкской свитами. Развалы строматолитовых доломитов наблюдались здесь среди высыпок песчанистых известняков и кварцевых песчаников с известковым цементом. В районе горы Янкан, где переходная пачка образует коренные выходы, строматолитовый горизонт (1-1,5 м) подстилается пластом кварцевых алевролитов с карбонатным цементом видимой мощностью 1 м. В большинстве разрезов в Юдомо-Майском прогибе, а также у горы Янкан биогермные пласты и отдельные биогермы \(\frac{1}{n} \text{. confragosa} \) рассеяны по всему объему верхней толщи игниканской свиты.

Таким образом, игниканская свита может быть подразделена по строматолитам на три части, каждая из которых охарактеризована только одним их видом. Выдержанность этих частей по всей площади развития свиты и одинаковая вертикальная последовательность во всех разрезах позволяют рассматривать их в качестве региональных биостратиграфических подразделений, хотя
синхронность их границ не может быть, строго говоря, доказанной. Поскольку
во многих разрезах строматолитовые горизонты разделены мощными "немыми"
пачками, при проведении границ упоминавшихся подразделений приходится использовать наряду с палеонтологическими также и литологические данные. Появление определенных строматолитов в каждом из разрезов не одновременно.
Достаточно сказать, что в типовом разрезе свиты In. confragosa встречены
только в верхних ее горизонтах, а в бассейне р. Челасина — уже в 60 м от
подошвы 300-метрового разреза. В тех разрезах, где пока обнаружены только два или один из трех рассматриваемых видов, всегда имеются интервалы,
где могли бы быть встречены недостающие формы.

Важно подчеркнуть, что, оперируя материалом по всей площади развития игниканской свиты, трудно связать указанную последовательность строматолитов с какими-то фациальными причинами. Действительно, Baicalia maica, Inzeria tjomusi и In. confragosa развиты в однотипных, преимущественно обломочных карбонатных породах разнообразного химического состава и окраски.

Удовлетворительно объяснить описанную картину размещения строматолитов может лишь смена во времени тех трех ассоциаций водорослей, в результате жизнедеятельности которых они были образованы. Однако этому объяснению противоречат данные по верхнерифейским отложениям Туруханского поднятия, где In. tjomusi и In. confragosa располагаются в обратной последовательности. Приходится поэтому допустить, что время существования определенных водорослей в разных районах могло несколько не совпадать. Впрочем, это несовпадение укладывается в сравнительно ограниченные возрастные рамки: в данном случае оно не выходит за пределы начальных этапов позднего рифея.

Изложенные данные по игниканской свите не только демонстрируют еще один возможный вариант пространственного размещения фитогенных образований в пределах крупного литологического тела, но и имеют важное стратиграфическое значение. Игниканская ассоциация строматолитов из-за присутствия в ней Baicalia maica иногда рассматривается (Крылов, Нужнов, Шаповалова, 1968; Крылов, Шаповалова, 1970а) как более "арханчная", чем близкие к ней ассоциации нижней части верхнего рифея других регионов. Из этого делаются далеко идущие стратиграфические выводы. В частности, говорится о возможной одновозрастности всей или части игниканской свиты терригенной зильмердакской свите Южного Урала, подстилающей карбонатные породы с ln-(Крылов, Шаповалова, 1970а). Наши данные показывают, что В. таіса практически нигде не встречается вместе с типичными верхнерифейскими строматолитами In. tjomusi и In. confragosa. Поэтому нельзя, вероятно, говорить об "архаичности" игниканских строматолитов вообще, но можно поставить вопрос о положении границы среднего и верхнего рифея в Учуро-Майском разрезе. Так как в нижней части игниканской свиты отсутствуют характерные строматолиты верхнего рифея, эту границу было бы логичным проводить не по подошве свиты, а между уровнями развития B. maica и In. tjomusi.

Изложенные данные демонстрируют по крайней мере три типа пространственного размещения формальных видов строматолитов (микроструктур и, видимо, сообществ или видов водорослей-строматолитообразователей) внутри крупных полифациальных литологических тел.

В пределах юдомской свиты их распределение контролировалось как экологическими, так и биотическими факторами. Первое выражено в предпочтительной приуроченности отдельных видов строматолитов к определенным комплексам отложений; второе — в существовании ранне— и поэднеюдомской ассоциаций фитогенных образований. Из—за резкой неравномерности размещения строматолитов расчленение юдомской свиты на две части при их помощи стало возможным лишь после увязки разрезов другими методами (Семихатов, Комар, Серебряков, 1967а, 6, 1970).

В нерюенской свите пространственная локализация нескольких одновременно развивавшихся сообществ водорослей не обнаруживает явной зависимости от условий и характера осадконакопления. Появление данных водорослей в данный момент и в данном месте было, по-видимому, случайным. Подобный тип размещения микроструктур практически исключает возможность более дробной стратификации этой свиты по строматолитам.

Распределение строматолитов в игниканской свите характеризуется прежде всего тем, что три их разновидности последовательно сменялись во времени. Очевидно, главной причиной такой смены являлись биотические факторы. Подобный тип размещения строматолитов позволяет выделять три биостратиграфических подразделения, прослеживающиеся по всей площади региона.

Таким образом, от характера пространственного распределения формальных видов строматолитов прямо зависит возможная предельная детальность региональных биостратиграфических шкал, которые являются основной для создания единой дробной шкалы верхнего докембрия.

Глава 6.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ БИОТИЧЕСКИХ И АБИОТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ОБРАЗОВАНИИ РИФЕЙСКИХ СТРОМАТОЛИТОВ

Данные, изложенные в предыдущих главах, позволяют сделать несколько общих выводов об условиях формирования рифейских строматолитов, о характере и степени их зависимости от этих условий.

Подавляющая масса докембрийских фитогенных построек была, по-видимому, бассейновыми (сублиторальными) образованиями, как это предполагалось ранее В.П.Масловым и некоторыми другими исследователями. В типичном случае области развития строматолитов располагались между зонами накопления терригенных и карбонатных обломочных, а также микрофитолитовых осадков, с одной стороны, и хемогенных — с другой. Это выявляется при анализе заключающих фитолиты осадочных ритмов и шиклов, а в более крупном масштабе — на примере размещения строматолитов внутри юдомской свиты.

В пределах древних бассейнов области строматолитообразования занимали значительные плошади. Достаточно вспомнить, что такие насышенные строматолитами свиты Учуро-Майского района, как малгинская, шипандинская, нерюенская и штниканская, развиты на плошади около 150 000 км² (в современном срезе). Более того, имеющиеся данные (Келлер и др., 1968; Комар и др., 1970) позволяют думать, что единый седиментационный бассейн простирался от упомянутого района до срединных массивов Северо-Востока СССР. На Охотском и Колымском массивах в аналогах малгинской свиты присутствуют те же Malginella malgica Kom. et Semikh., что и в ее типовых разрезах. Не исключено, что эти пластовые строматолиты формировались практически одновременно на территории, протягивающейся с юго-запада на северо-восток более чем на 1300 км. Протяженность полосы развития "серии строматолитовых известняков" в Западной и Центральной Сахаре, как уже указывалось (стр. 113), приближается к 2000 км.

Естественно поэтому предположить, что обстановка, благоприятная для формирования строматолитов, существовала в рифее не только в пространственно ограниченных прибрежных зонах, подобно тому, как мы наблюдаем это в фанерозое (см. например, Маслов, 1960; Махлаев, 1964), и тем более не в узкой полосе побережья, на которой образуются строматолиты в настоящее время (см. рис. 3, 4), а на значительной части акватории древних бассейнов. Нельзя не согласиться с неоднократно высказывавшимся мнением о том, что специфической особенностью позднего докембрия были общирные мелководные моря с выдержанными на огромных территориях условиями осадконакопления. Своеобразие подобных бассейнов наряду с господством низших растений являкот—ся, вероятно, одним из объяснений столь широкого развития строматолитов в рифее.

Выше отмечались (глава 3) еще две отличительные черты рифейского этапа геологической истории. Это – вероятная замедленность темпов и очевидная
консервативность условий осадконакопления в течение больших интервалов времени. По всей видимости, именно эти два обстоятельства обусловили обычную
большую мощность докембрийских строматолитовых биогермов, горизонтов, пачек и толщ, несоизмеримую с мощностями более молодых строматолитовых
тел. Отмеченная специфика рифейского осадконакопления, если судить по особенностям строения и характеру строматолитов юдомской свиты и ее аналогов в других районах Сибири, по-видимому, постепенно исчезает в терминаль-

ном рифее. Знаменательно в этом плане появление в верхних горизонтах юдомской свиты эвапоритовой зональности в размещении карбонатных отложений (Григорьев, Семихатов, Серебряков, 1969), характерной для нижнепалеозойских толщ Сибирской платформы.

Рифейские строматолиты могли образовываться в разнообразных условиях. Большинство строматолитовых горизонтов несет отчетливые признаки формиро... вания в обстановке подвижного мелководья. К числу главнейших из таких признаков относится чрезвычайно широкое развитие карбонатных обломочных пород, главным образом эндокластитов, основным материалом которых являются продукты одновременного с ростом разрушения фитогенных построек. Среди других признаков мелководья могут быть названы характерная ассоциация строматолитов с онколитами, многочисленные поверхности подводных перемывов, знаки ряби, косослоистые и волнисто-косослоистые текстуры пород. Однако те же группы и формы строматолитов иногда встречаются среди неслоистых и горизонтальнослоистых глинистых, кремнистых и битуминозных известняков и доломитов, среди аргиллитов и т.д., т.е. в отложениях, для которых естественно предположить иные, вероятно более спокойные и относительно более глубоководные, условия накопления. Даже в тех случаях, когда устанавливается закономерная приуроченность массовых концентраций строматолитов к каким-то определенным литолого-фациальным комплексам пород (см. например, рис. 72, 73), она не имеет абсолютного характера и не исключает возможности обнаружения тех же строматолитов среди других отложений.

Распределение фитогенных образований не обнаруживает зависимости от карбонатного состава вмещающих пород. Одни и те же формальные роды и виды присутствуют среди первичных (седиментационно-диагенетических) известняков, смещанных известняково-доломитовых пород и доломитов. Можно думать, таким образом, что размещение водорослей-строматолитообразователей либо слабо, либо совсем не было связано с химическим составом и соленостью вод. Частая приуроченность фанерозойских и современных строматолитов к участкам бассейнов с ненормальной соленостью обусловлена, очевидно, вытеснением их из зон, благоприятных для развития нормальной морской фауны (см. часть I, главы 1, 2). С этим же, вероятно, связано преимущественное развитие современных водорослевых образований в приливно-отливной и супралиторальной зонах.

Сказанное выше заставляет с осторожностью относиться к использованию рифейских строматолитов в качестве индикаторов среды. Само по себе их присутствие, по-видимому, говорит лишь о том, что вмещающие осадки отлагались в пределах зоны фотосинтеза.

Изученный материал не противоречит выводу, сделанному при анализе данных по современным строматолитам, что определенным текстурно-структурным особенностям (микроструктуре) строматолитов отвечал определенный симбиоз (или вид) водорослей. Этот вывод подкрепляется и всем опытом использования микроструктур в стратиграфических целях. Экологические факторы, по всей вероятности, не влияли на характер микроструктур, но в ряде случаев контролировали размещение водорослей в пределах бассейна. Впрочем, подобный контроль, выявленный на примере юдомской свиты, в других случаях не проявлялся столь отчетливо.

Естественно предполагать более тесную зависимость внутреннего строения рифейских строматолитов от состава водорослей, чем у фанерозойских и особенно современных фитогенных образований. Это утверждение основано на многочисленных фактах, заставляющих считать основную массу карбонатного материала древних строматолитов продуктом физиологического выделения углекислых солей водорослями. К числу таких фактов относятся: 1) присутствие карбонатных строматолитов среди синхронных им песчаников (Комар, 1966; Семихатов, Комар, Серебряков, 1970) и аргиллитов, 2) случаи чередования в строматолитах микрослоев, различающихся по относительному содержанию карбонатов магния и кальция (Gebelein, Hoffman, 1971), 3) наблюдаемые

иногда первичные различия в карбонатном составе фитогенных построек и вмещающих их пород (Серебряков, 1968), 4) повышенное отношение марганца к железу (Драгунов, Катченков, 1969), 5) первичная твердость строматолитов, отраженная в их соотношениях с осадком (см. также Маслов, 1960). Биохимический процесс карбонатоосаждения, а тем более процессы пассивного улавливания и связывания механического осадка не могут удовлетворительно объяснить всей суммы перечисленных фактов. Одинаковые микроструктуры наблюдаются в строматолитах, сложенных известняками, доломитами и их промежуточными разностями. Нельзя исключать возможности того, что одни и те же водоросли могли физиологически выделять карбонатное вещество различного состава.

Вряд ли надо доказывать, что микроструктуры рифейских строматолитов являются не только продуктом жизнедеятельности водорослей, но и результатом разновозрастных вторичных процессов. Напомним (см.часть I, главу 1), что слои современных фитогенных построек претерпевают литификацию, переход метастабильных модификаций карбонатных минералов в стабильные, частичную перекристаллизацию и т.д. Вероятно, сходные процессы происходили и в древних строматолитах. Характер этих преобразований в значительной мере мог быть "запрограммирован" в изначальном строении и составе строматолитового слоя. По образному выражению И.Н. Крылова (1963, стр. 54), внутреннее строение строматолита является той канвой, на которой вышивают свой узор вторичные процессы. В качестве примера можно привести юдомскую Gongylina urbanica Кот. et Semi kh., у которой эпигенетическая перекристаллизация отдельных микрослоев создала своеобразный вторичный рисунок микроструктуры, устойчивый по всему образцу (Семихатов, Комар, Серебряков, 1970).

Приходится признать в качестве первичной микроструктуру строматолита, которая претерпела весь комплекс диагенетических и частично эпигенетических изменений. Другие микроструктуры в рифее попросту отсутствуют. Из рессмотрения должны исключаться лишь явные признаки более поздних процессов, не связанных с внутренним строением постройки. Впрочем, разграничение результатов процессов первого и второго типов, как правило, вызывает большие трудности, тем более, что в изучении вторичных преобразований строения строматолитов сделаны лишь самые первые шаги. А.В. Копелиовичем, И.Н. Крыловым (1960; Крылов, 1963) и Вл.А. Комаром (1966) рассмотрены процессы перекристаллизации, метасоматического замещения и эпигенетического растворения рифейских фитогенных построек. Мною (см. Семихатов, мар, Серебряков, 1970) описаны три основных типа перекристаллизации юдомских строматолитов: 1) выборочная перекристаллизация, связанная с секушими трешинами и жилками выполнения; 2) общая перекристаллизация, проявляющаяся в равной мере в строматолитах и вмещающих их породах; 3) преобразование внутреннего строения в результате многократного чередования процессов растворения, перекристаллизации и грануляции. Не вызывает сомнений настоятельная необходимость более детального и разностороннего изучения этой проблемы.

В отличие от микроструктуры морфология строматолитов, по-видимому, прямо зависела в той или иной мере от условий их формирования. Локальные различия во внешних условиях в разных частях биогермов, периодические изменения этих условий во времени и т.д. приводили к появлению разнообразных поформе построек, связанных постепенными переходами, объединенных общей микроструктурой и образованных, как можно предполагать, одними и теми же водорослями. На примере "якутофитоновых циклов" (см. главу 4) видно, что подобные изменения обстановок иногда проявлялись на значительной площади, вызывая формирование на ней определенных морфологических групп строматолитов.

Данные о прямой зависимости формы построек от экологических факторов вступают в необъяснимое пока противоречие с данными о широком диапазоне Условий, допускающих образование конкретных групп фитолитов. Например, конофитоны встречены в столь различных по происхождению породах, как обломочные известняки и доломиты, с одной стороны, и аргиллиты – с другой. В то же время имеющиеся факты заставляют связывать переход байкалий, колоннелл и якутофитонов в конофитоны, а конофитонов снова в якутофитоны с какими-то изменениями внешних условий. Обычно эти изменения слабо или вообще не отражены в литологическом облике вмещающих пород, что отмечалось уже В.П. Масловым (1959). Указанное противоречие показывает, что мы еще очень далеки от полного учета той сложной суммы факторов, которые могли влиять на появление строматолитов в разрезе и их форму.

Пластичность морфологии столбчатых строматолитов под влиянием абиотических факторов ограничена биологическим контролем за формой построек. Механизм такого контроля пока еще по существу неизвестен, а предлагаемые гипотезы (Власов, 1970) нуждаются в дополнительном обосновании. Тем не менее его существование выводится из эмпирических данных о присутствии одинаковых строматолитов в одновозрастных отложениях позднего докембрия не только различных регионов (Келлер и др., 1960; Крылов, 1963; и др.), но и разных континентов (Cloud, Semikhatov, 1969; Glaessner, Preiss, Walter, 1969; Bertrand-Sarfati, Raaben, 1971). В его пользу свидетельствуют также закономерное сочетание построек в биогермах определенных строматолитов (Крылов, 1967, 1972; Серебряков, Комар, Семихатов, 1972; и др.), закономерное изменение морфологических признаков строматолитов во времени, намечающееся несмотря на отдельные исключения и противоречия (Крылов, 1966а; Ноfmann, 1969; и др.), которые будут рассмотрены ниже.

Заслуживает внимания факт сохранения определенной формы строматолитов, несмотря на то, что систематическое частичное разрушение построек часто приводит (например, у куссиелл) к "угловым несогласиям" между слоями. В этом случае присущая данным водорослям—строматолитообразователям форма построек проявляет себя вопреки разрушительному (в буквальном смысле) воздействию внешних условий. Вышесказанное заставляет не согласиться с представлениями о том, что основным диагностическим элементом строматолитов является их отдельно взятый слой, а не морфология постройки в целом (Ноf-mann, 1969; и др.).

Морфологические признаки строматолитов распадаются на две категории. Одни признаки (пространственная ориентировка построек, их вытянутая или изометричная форма и размеры поперечного сечения), по-видимому, полностью определялись абиотическими факторами. Эти признаки, служащие, в частности, основой для выделения таких групп, как Platella, Pitella и Parallelophyton, погично исключать из рассмотрения при диагностике строматолитов. Другие признаки, вероятно, имеют двойственную (биотическую и абиотическую) природу.

Нетрудно допустить, что эта двойственность может приводить к своеобразной "конвергенции" признаков, т.е. к появлению сходных построек в результате действия разнородных факторов. Так, не исключено, что существование в нижнерифейской чуумнахской свите единичных горизонтов со строматолитами, обладающими гладкой боковой поверхностью, глубоким подгибом слоев и близким подобием стенки, связано с локально проявленными внешними условиями, а именно с резким отставанием скорости осадконакопления от скорости роста строматолитов. Одним из морфологических выражений Baicalia lacera в деревнинской свите являются строматолиты, напоминающие гимносолены. Можно думать, что за эти и другие подобные им случаи ответственны, с одной стороны, какие-то специфические условия образования строматолитов, а с другой — способность водорослей строить в таких "особых" условиях постройки нетипичного для них облика. В то же время массовое развитие "гимносоленид" в позднем рифее легче объяснить особенностями живших в это время водорослей.

Не исключено, что именно отмеченная возможность появления одинаковых морфологических признаков под воздействием разных причин до некоторой степени объясняет еще более разительные случаи несовпадения "уровня морфоло-

гического развития строматолитов" с действительным возрастом заключающих их отложений. В нижнепротерозойских надсериях Анимики и Грейт-Слейв Канадского щита, имеющих возраст более 1900 млн.лет (Stockwell, 1968), описаны столбчатые, активно ветвящиеся "стеночные" строматолиты верхнерифейского "облика" (Hofmann, 1969). Сходное явление наблюдается и в Карелии. Здесь в ятулийских отложениях, заведомо более древних чем 1750 млн.лет и имеющих собственные Rb-Sr датировки 2050-1660 млн.лет (Горохов и др., 1969), встречены строматолиты, которые "по общей форме столбиков, типу их ветвления и характеру их бокового ограничения в отдельных образцах имеют черты сходства" с верхнерифейскими юрюзаниями и гимносоленами (Крылов, 1966а, стр. 100). Типичные среднерифейские группы строматолитов отсутствуют (Крылов, Нужнов, Шаповалова, 1968) или незначительно развиты (Комар, 1966) в некюлээхской свите Западного Прианабарья, отнесение которой к среднему рифею обосновывается комплексом геологических и радиологических данных.

Приведенные факты показывают необходимость большой осторожности при определении возраста отложений по "уровню морфологического развития" заключенных в них строматолитов или "первому появлению" представителей руководящих групп.

Однако главным выражением двойственной природы большинства морфологических признаков рифейских строматолитов являются не единичные факты, отмеченные выше, а присутствие в пределах одного биогерма определенного набора морфологических разновидностей построек, которые, по современной систематике, должны относиться к различным группам, надгруппам, подтипам и типам строматолитов (Крылов, 1967, 1972; и др.).

Появление разных по форме построек в одном биогерме в результате изменения условий среды отмечалось уже К. и М. Фентонами (Fenton C.L. а. М.А., 1933; Fenton, 1943). Ими различались незначительные вариации формы, не связанные с изменениями в составе водорослей, и "экады" — экологические разновидности построек, смена которых вызывалась частичным преобразованием водорослевого сообщества. Некоторые "якутофитоновые шиклы", в строматолитах которых совпадают уровни изменения формы и микроструктуры (см.главу 4), могут рассматриваться как чередующиеся "экады" в понимании К. и М.Фентонов. Однако в большинстве случаев все морфологические разновидности построек в биогерме объединены одной микроструктурой (Комар, 1966; и др.), что, как уже отмечалось, делает маловероятной связь изменений морфологии с изменениями в составе водорослей.

Большое внимание закономерной внутрибиогермной изменчивости строматолитов уделено в работах И.Н. Крылова (1959а, 1965, 1967, 1972) и
Ф.Я. Власова (1965, 1970), где она трактуется как результат развития биогерма (точнее, водорослевой колонии, строящей биогерм) и влияния некоторых
экологических факторов. И.Н. Крыловым предложен специальный термин "биогермный ряд" для обозначения совокупности "морфологических модификаций, которые могли иметь постройки, образованные определенным комплексом (или
одним видом) водорослей-строматолитообразователей" (Крылов, 1972, стр. 56).
Биогермный ряд, по мнению И.Н. Крылова, должен устанавливаться для одного
биогерма или нескольких однотипных биогермов единого пласта. Судя по этому
определению, мы не можем считать биогермным рядом ни совокупность объединенных общей микроструктурой морфологических модификаций из нескольких последовательных биогермов ритмичной толши, ни такую же совокупность из нескольких последовательных "якутофитоновых циклов".

Говоря о наборах морфологических разновидностей построек одного или многих биогермов, имеющих одинаковую микроструктуру, важно подчеркнуть два следующих обстоятельства.

Во-первых, для каждого водорослевого сообщества существует одно наиболее характерное морфологическое выражение, отвечающее, наверное, типичной для развития данных водорослей обстановке. Другие разновидности построек, по-видимому, образуются этими водорослями в условиях, отклоняющихся от нормальных. Так, котя микроструктура, описанная впервые для $Baica-lia\ lacera$ Semikh., обнаружена у конофитонов и якутофитонов, все же наиболее типичным морфологическим выражением для нее являются байкалии. Во-вторых, в рассматриваемых наборах наряду с разновидностями построек чрезвычайно широкого вертикального распространения (например, стратиферами), имеются строматолиты, специфичные только для данной эпохи. Именно эти последние создают неповторимое лицо каждого из таких наборов и делают возможным их использование в стратиграфических целях.

Уже сейчас для разновозрастных отложений ряда районов можно говорить об отдельных характерных наборах морфологических разновидностей построек, объединенных общей микроструктурой. Так, в чуумнахской свите Западного Прианабарья к многочисленным Kussiella kussiensis (Masl.) присоединяются обладающие той же микроструктурой колоннеллы, омахтении, разнообразные пластовые строматолиты, редкие байкалоидные формы и якутофитоны. Своеобразный набор построек нерюенской свиты Учуро-Майского района (конофитоны, якутофитоны, байкалии, колоннеллы, очень редкие стратиферы) полностью повторяется в одновозрастной деревнинской свите Туруханского поднятия, Первый из наборов благодаря господству куссиелл вполне однозначно определяет нижнерифейский возраст вмещающих его отложений, а второй характеризует верхние горизонты среднего рифея. Думается, что подобные ассоциации морфологически различных построек, возникших в результате жизнедеятельности одного или близких сообществ (или видов) водорослей, могут явиться в будущей систематике строматолитов таксономической категорией наиболее высокого ранга. Эта категория будет отражать сложное взаимодействие биотических и абиотических факторов в образовании строматолитов, с одной стороны, и соотношение между формой и микроструктурой построек - с другой.

Изложенные данные показывают, что между текстурно-структурными и морфологическими признаками строматолитов нет строгой зависимости. Одинаковые по форме постройки могут иметь различные текстурно-структурные особенности (разные виды одного рода), а морфологически различные постройки – общую микроструктуру. Именно это определяет известные трудности в использовании ныне существующей систематики, согласно которой формальные виды строматолитов выделяются по их микроструктуре, а таксоны более высокого порядка – по морфологии построек. В действительности же микроструктура, объединяя образования разной формы, оказывается также и признаком надгруппового и даже надтипового ранга.

Естественным выходом из создавшегося положения, видимо, будет создание раздельных параллельных классификаций строматолитов по микроструктурным и морфологическим признакам. Описание строматолитов могло бы при этом вы-глядеть следующим образом: 1) строматолиты I, имеющие морфологическое выражение A, B, B, Г или 2) строматолиты A, B, B, Г, обладающие микроструктурой I, где I – бинарное латинизированное или любое другое обозначение микроструктуры, а A, B, B, Г – обозначение различных морфологических разновидностей построек. В настоящей работе при характеристике строматолитов я был вынужден во многих случаях идти именно по этому пути, пока используя тем не менее таксоны ныне существующей систематики.

Полученные данные о сложном взаимодействии биотических и абиотических факторов в образовании рифейских строматолитов и в определении многих их диагностических признаков не только не противоречат представлениям о возможности стратиграфического использования строматолитов, но, напротив, подтверждают эти представления на новом уровне. Вместе с тем становится очевидной необходимость осторожного подхода при определении возраста отложений по отдельным, случайно отобранным образцам или по "уровню морфолологического развития" строматолитов. Достоверные стратиграфические результаты может дать только подробное изучение всей совокупности фитогенных образований, заключенных в данном разрезе, с тщательным выяснением их со-

отношений между собой в пределах строматолитовых тел и их вертикальной последовательности. Исходя из сказанного, одной из первоочередных задач изучения древних фитогенных образований является дальнейший анализ сочетаний построек внутри биогермов определенных строматолитов, анализ, включающий палеонтологическое описание всех морфологических разновидностей построек. Не менее важная задача, повыдимому, — создание последовательной самостоятельной классификации строматолитов по их микроструктурам.

Проведенное изучение условий образования и особенностей пространственного размещения рифейских строматолитов выявило сложную, во многом противоречивую, а в ряде случаев пока необъяснимую картину взаимодействия биотических и абиотических факторов в их создании. Многие вопросы еще ждут своего решения. Главнейшими из них кажутся следующие: 1) выяснение механизма биологического контроля за морфологическими и текстурно-структурными особенностями строматолитов; 2) дальнейшее выявление и изучение абиотических факторов, влияющих на локализацию и морфологию построек; 3) изучение воздействия вторичных процессов на внутреннее строение строматолитов.

- Акульшина Е.П., Давыдов Ю.В., Писарев В.Д., ПисареваГ.М. 1969. Литологогеохимические особенности и условия формирования среднерифейской карбонатной толщи Майской впадины. - Труды СНИИГГиМСа, вып. 98. Новосибирск.
- Архангельская Н.А., Григорьев В.Н., Зеленов К.К. 1960. Фашии нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы. - Труды ГИН АНСССР, вып. 33.
- Афанасьев Г.Д. 1968. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении. -В кн.: Проблемы геохимии и космологии. (Междунар. геол., конгресс, XXIII сессия, Докл. сов. геологов. Проблемы 6 и 13а). М., "Наука".
- Афанасьев Г.Д., Багдасарян Г.П., Боровиков Л.И., Виноградов А.П., Гаррис М.А., Герлинг Э.К., Зыков С.И. и др. 1964. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., "Наука".
- Баженова Т.К., Высоцкий В.И. 1965. Геотектоническая природа приенисейской части Сибирской платформы. Вестн. МГУ, геол., № 3.
- Башарин А.К. 1967. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М., "Наука".
- Башарин А.К., Самозванцев В.А. 1964. Стратиграфия верхней части позднего докембрия бассейна р. Юдома. - Геол. и геофия., № 11.
- Беляков Л.П., Голованов Н.П., Сафронов В.П. 1964. Стратиграфия отложений синийского комплекса бассейна реки Котуйкана. Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 4. Л.
- Беэр А.А. 1965. Юдомо-Майский прогиб и его восточное обрамление в верхнем протерозое. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Бутин Р.В. 1966. Ископаемые водоросли протерозоя Карелии. В кн.: Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск.
- Власов Ф.Я. 1965. Морфология строматолитов саткинской свиты Южного Урала. В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Власов Ф.Я. 1970. Анатомия и морфология строматолитов раннего и среднего протерозоя Южного Урала. В кн.: Материалы по палеонтологии Урала. Сверд-
- Вологдин А.Г. 1962. Древнейшие водоросли СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Вологдин А.Г. 1966. Остатки микроводорослей из протерозоя Карелии. В кн.: Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск.
- Воронихин Н.Н. 1932. К познанию флоры и растительности водорослей пресных водоемов Крыма. Ботан. ж., т. 17, № 3.
- Воронов Б.Г., Комар Вл.А., Семихатов М.А., Шаповалова И.Г. 1966. Корреляция разрезов верхнего докембрия Западного Приверхоянья и Учуро-Майского района. Докл. АН СССР, т. 171, № 4.
- Вотах О.А. 1968. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М., "Наука".
- Вотах О.А., Козлов Г.В. 1965. Об угловых несогласиях на границе кембрия и докембрия в Туруханском районе. - Геол. и геофиз., № 7.
- Вотах О.А., Козлов Г.В. 1966. К вопросу о стратиграфическом расчленении верхнепротерозойских отложений Туруханского района. Геол. и геофиз., № 6.
- Вотах О.А., Чайка В.М. 1962а. О ритмичной смене форм строматолитов в древнем туруханском комплексе. Докл. АН СССР, т. 145, № 1.

- Вотах О.Л., Чайка В.М. 19626. О стратиграфии докембрия по строматолитам. В кн.: Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Вотах О.А., Козлов Г.В., Мессинцев А.Ю., Микуцкий С.П. 1965. Новые данные о докембрии Туруханского района. Докл. АН СССР, т. 162, № 5.
- Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М., Полевая Н.И., Семихатов М.А. 1964. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей, венд): В кн.: Абсо-лютный возраст геологических формаций. (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., "Наука".
- Геккер Р.Ф., Осипова А.И., Бельская Т.Н. 1962. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии. Его история, осадки, фауна, флора, условия их обитания и развитие. Кн. I. М., Изд-во АН СССР.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. 1968. Л., "Наука".
- Голованов Н.П. 1970. Строматолиты верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. В кн.: Опорный разрез верхнекембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.
- Горохов И.М., Кутявин Э.П., Варшавская Э.С., Лобач-Жученко С.Б. 1969. Геохронологическое изучение метаморфических пород восточной части Балтийского шита Rb-Sr методом на породах в целом.— В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. (Тезисы докладов XVI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций АН СССР). М.
- Горюнова С.В., Ржанова Г.Н., Орлеанский В.К. 1969. Синезеленые водоросли (биохимия, физиология, роль в практике). М., "Наука".
- Григорьев В.Н., Семихатов М.А., Серебряков С.Н. 1969. О происхождении доломитов юдомского комплекса Средней Сибири. Докл. АН СССР, т. 184, № 2.
- Гусев А.И. 1939. К геологии и нефтеносности Туруханского района. Вестн. ЗСГУ,№ 5. Гусев А.И. 1940. Материалы к геологии и нефтеносности нижнего течения р.Сухой Тунгуски. Вестн. ЗСГУ, № 1.
- Гусев А.И. 1941. К вопросу о нефти Туруханского района. Вестн. ЗСГУ, № 1-2.
- Давыдов Ю.В. 1970. О некоторых разновидностях карбонатных пород лахандинской свиты бассейна р. Маи. В кн.: Литология и геохимия верхнего докембрия Сибири. Новосибирск, "Наука".
- Демокидов К.К., Лазаренко Н.П. 1964. Стратиграфия верхнего докембрия и кембрия и нижнекембрийские трилобиты северной части Средней Сибири и островов Советской Арктики. Труды НИИГА, т. 137. М., "Наука".
- Дзевановский Ю.К. 1943. Существует ли протерозой на востоке Алданской плиты. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Дзевановский Ю.К. 1946. Геология восточной части окраины Алданской плиты. Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, вып. 19. Алдан, изд-во Вост.—Сибирск, геол. упр.
- Драгунов В.И. 1956. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности бассейна нижнего и среднего течения Сухой Тунгуски. - Сборник научно-техн. информ. Техуправления МГ и ОН СССР, № 2.
- Драгунов В.И. 1958. Находка Sabellidites в синийских отложениях западного обрамления Тунгусской синеклизы. - Докл. АН СССР, т. 122, № 4.
- Драгунов В.И. 1959. Геологическое строение южной части западного обрамления Тунгусской синеклизы. Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 23. Л.
- Драгунов В.И. 1963. Туруханский и Игарский районы. В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.
- Драгунов В.И. 1967. Вендские, нижне- и среднекембрийские отложения правобережья низовьев р.Енисея. В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярское кн. изд-во.
- Драгунов В.И., Катченков С.М. 1969. Биохимическое изучение онколитов и строматолитов верхнего докембрия. В кн.: Вопросы петрохимии. Л.
- Драгунов В.И., Егоров В.Е., Штейн П.Ф. 1963. Доверхнепалеозойские рифы и рифообразователи как показатели тектонического режима северо—западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья. Геол. и геофиз., № 1.
- Еленкин А.А. 1936. Синезеленые водоросли СССР. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Журавлева 3.A. 1964. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое эначение. Тр. ГИН АН СССР, вып. 114.
- Журавлева З.А. 1967. Онколиты и катаграфии вендского (юдомского) комплекса и нижнего кембрия. В кн.: Всесоюзное совещание по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия. Тезисы докладов. Уфа.

- Журавлева З.А., Комар Вл.А. 1962. К стратиграфии рифея (синия) Анабарского массива. Докл. АН СССР, т. 144, № 1.
- Журавлева И.Т. 1966. Раннекембрийские органогенные постройки на территории Сибирской платформы. - В кн.: Организм и среда в геологическом прошлом. М., "Наука".
- Забродин В.Е. 1968. Катаграфии группы Vesicularites Reitlinger, их диагностические признаки и методика изучения. В кн.: Проблематика пограничных слоев рифея и кембрия Русской платформы, Урала и Казахстана. (Труды ГИН АН СССР, вып. 188). М., "Наука".
- Зеленов К.К. 1957. Литология нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива. - Труды ГИН АН СССР, вып. 8.
- Злобин М.Н. 1968. О ресчленении билляхской серии синийского комплекса. Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 13. Л.
- Злобин М.Н., Голованов Н.П. 1970. Стратиграфический очерк верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия (р.Котуйкан). В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.
- Ивановская А.В., Афанасьев С.Л. 1970. Строение разреза и выдержанность слоев отложений рифея стрельногорской свиты р. Нижняя Тунгуска. В кн.: Литология и геохимия верхнего докембрия Сибири. Новосибирск, "Наука".
- Илюхин Л.Н., Тараненко Е.И., Шлыкова Т.М. 1969. О глинистых породах верхнепротерозойского возраста в юго-восточной части Сибирской платформы. - Вестн. МГУ, геол., № 5.
- Ильченко Л.Н. 1970. Растительные микрофоссилии верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.
- Кабаньков В.Я., Голованов Н.П., Злобин М.Н. Ильченко Л.Н., Мильштейн В.Е. 1967. Опыт применения биостратиграфического метода при детальном расчленении верхнедокембрийских отложений р. Котуйкана (Центральная часть севера Сибирской платформы). - Уч. зап. НИИГА, палеонтол, и биостратигр., вып. 20, Л.
- Каминский Ф.П., Потапов С.В. 1968. Кимберлитовые тела Ингилийского района (восточная окраина Алданского шита). Сов. геол., № 11.
- Карта докембрийской тектоники Сибири. Масштаб 1:5 000 000. Объяснительная записка. 1962. Новосибирск.
- Келлер Б.М. 1963. Общие вопросы развития земной коры в верхнем докембрии. В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.
- Келлер Б.М. 1964. Рифейская группа. В кн.: Геология докембрия. (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10). М., "Недра".
- Келлер Б. М., Семихатов М. А., Чумаков Н.М. 1967. Верхний протерозой Сибирской платформы и ее обрамления. В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярское кн. изд. во.
- Келлер Б.М., Казаков Г.А., Крылов И.Н., Нужнов С.В., Семихатов М.А. 1960. Новые данные по стратиграфии рифейской группы. - Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Келлер Б.М., Королев В.Г., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. 1968. Основные черты палеогеографии позднего протерозоя СССР. В кн.: Геология докембрия. (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).М., "Наука".
- Кириченко Г.И. 1940а. Главнейшие черты геологического строения юго-восточной части Туруханского района и новые данные по его нефтеносности. Вестн. ЗСГУ, № 3-4.
- Кириченко Г.И. 19406. Новые данные о геологическом строении и нефтеносности Туруханского района. Сов. геол., вып. 9.
- Кириченко Г.И. 1955. Верхний протерозой западной окраины Сибирской платформы. Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 7. Л.
- Кириченко Г.И. 1963. Енисейский кряж. В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.
- Кленова М.В. 1948. Геология моря. М., Учпедгиз.
- Кожемякина И.А. 1969. Строматолиты в эйфельских отложениях Белоруссии. -Сов. геол., № 7.
- Коэлов Г.В., Кашенко С.А., Баженова Т.К. 1969. Литолого-геохимическая характеристика нижнетунгусской свиты докембрия Туруханского района. - Бюлл. научнотехн. информ. М-ва геол. СССР, серия регион. геол. и методика геол. картирования, № 2.
- Комар Вл.А. 1961. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. В кн.: Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР. Тезисы докладов. Л.

- Комар Вл. А. 1962. Стратиграфия верхнего докембрия Анабарского массива. В кн.: Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Комар Вл.А. 1966. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. Труды ГИН АН СССР, вып. 154.
- Комар Вл.А., Семихатов М.А. 1965. Диагностическое и стратиграфическое значение микроструктур верхнедокембрийских столбчатых строматолитов. В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Комар Вл.А., Семихатов М.А. 1968. Строматолиты в детализации стратиграфии верхнего протерозоя. В кн.: Геология докембрия. (Междунар. геол.конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). М., "Наука".
- Комар Вл.А., Серебряков С.Н. 1969. К стратиграфии докембрия Туруханского поднятия. - Докл. АН СССР, т. 189, № 6.
- Комар Вл. А., Семихатов М.А., Серебряков С.Н. 1973. Характер распределения формальных видов строматолитов в рифейских отложениях Учуро-Майского района. Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Комар Вл.А., Раабен М.Е., Семихатов М.А. 1965. Конофитоны рифея СССР и их стратиграфическое значение. Труды ГИН АН СССР, вып. 131.
- Комар Вл. А., Воронов Б.Г., Семихатов М.А., Серебряков С.Н. 1968. Новые данные о строении Кыллахской гряды (Западное Приверхоянье). Докл. АН СССР, т. 183. № 3.
- Комар Вл. А., Семихатов М.А., Серебряков С.Н., Воронов Б.Г. 1970. Новые данные по стратиграфии и истории развития рифея Юго-Восточной Сибири и Северо-Востока СССР. Сов. геол., № 3.
- Комар Вл.А., Крылов И.Н., Нужнов С.В., Раабен М.Е. Семихатов М.А. 1964. О трехчленном делении рифея по строматолитам. - В кн.: Геология докембрия. (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10). М., "Недра".
- Кондратьева И.А., Холодов В.Н. 1955. О некоторых особенностях образования доломитовых пород туркестанского яруса палеогена Ферганы. – В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн.2. Львов. Изд-во Львовск. ун-та.
- Константиновский А.А. 1968. О времени и характере поэднепротерозойских движений в Юдомо-Майском прогибе. Вестн. МГУ, геол., № 5.
- Копелиович А.В., Крылов И.Н. 1960. О структурах растворения в строматолитах. Докл. АН СССР, т. 135, № 3.
- Кордэ К.Б. 1954. Кембрийские водоросли из окрестностей с.Богучаны на р.Ангаре. В кн.: Вопросы геологии Азии, т.І. М., Изд-во АН СССР.
- Кордэ К.Б. 1961. Водоросли кембрия юго-востока Сибирскои платформы. Труды ПИН АН СССР, т. 89.
- Королюк И.К. 1956. Некоторые строматолиты кембрия Иркутского амфитеатра. Труды Ин-та нефти АН СССР, т. 7.
- Королюк И.К. 1958. Значение строматолитов для стратиграфии кембрия и докембрия на примере юга Сибирской платформы. В кн.: Труды междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Королюк И.К. 1959. Волнисто-слоистые пластовые строматолиты (Stratifera) кембрия юго-восточной Сибири. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 3.
- Королюк И.К. 1960. Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра. Труды ИГиРГИ АН СССР, вып. 1.
- Королюк И.К. 1962. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибейкалья. М., Изд-во АН СССР.
- Королюк И.К. 1963. Строматолиты верхнего докембрия. В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.
- Королюк И.К. 1966. Микропроблематика рифея и нижнего кембрия Прибайкалья и Ангаро-Ленского прогиба. Вопросы микропалеонтологии, вып. 10.
- Королюк И.К., Сидоров А.Д. 1965. Строматолиты и микропроблематика Прибай калья. В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Королюк И.К., Крылов И.Н., Комар Вл.А., Нужнов С.В., Раабен М.Е., Семихатов М.А. 1962. Значение строматолитов для стратиграфии рифея. - В кн.: Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Коршунов В.И. 1968. Суннагинский горизонт на севере Алданского щита (бассейн р. Учура). Геол. и геофиз., № 5.

- Коршунов В.И., Нужнов С.В., Сысоев В.А. 1968. Раннепалеозойские отложения Алданской антеклизы и проблема верхней границы протерозоя и нижней границы кембрия. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып.18. Якутское кн. изд-во.
- Косыгия Ю.А., Лучицкий И.В. 1961. Структуры ограничений древних платформ. Геол. и геофиз., № 10.
- Красильников Б.Н. 1963. О докембрийских краевых прогибах Сибири. Геол. и геофиз., № 5.
- Крылов И.Н. 1959a. О строматолитах Уральского рифея. Докл. АН СССР, т. 126, No 6.
- Крылов И.Н. 19596. Рифейские строматолиты острова Кильдина. Докл. АН СССР, т. 127, № 4.
- Крылов И.Н. 1963. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. – Труды ГИН АН СССР, вып. 69.
- Крылов И.Н. 1965. О закономерностях изменчивости морфологических признаков строматолитов в биогермах. В кн. Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Крылов И.Н. 1966а. О столбчатых строматолитах Карелии. В кн.: Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск.
- Крылов И. Н. 19665. Строматолиты и проблемы палеогеографии караганского горизонта (миоцеи) Керченского полуострова. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 41, № 6.
- Крылов И.Н. 1967. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. Труды ГИН АН СССР, вып. 171.
- Кры лов И.Н. 1972. Строметолиты (их природа, классификация и использование для стратиграфии докембрия). В кн.: Итоги науки и техники. Стратиграфия, палеонтология, т. 3. М., изд. ВИНИТИ.
- Крылов И.Н., Шаповалова И.Г. 1970а. О распространении строматолитов катавского комплекса в рифейских отложениях Урала и Сибири. В кн.: Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы. Якутск.
- Крылов И.Н., Шаповалова И.Г. 19706. Строматолиты группы Jacutophyton Shapovalo— va в среднерифейских отложениях Урала и Сибири. В кн.: Стратиграфия и палеон— тология протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы. Якутск.
- Крылов И.Н., Нужнов С.В., Шаповалова И.Г. 1968. О строматолитовых комплексах среднего рифея. Докл. АН СССР, т. 181, № 2.
- Крылов И.Н., Шаповалов И.Г., Колосов П.Н., Федонкин М.А. 1971. Рифейские отложения Хараулаха. Сов. геол., № 7.
- Лебедев Ю.Н. 1969. Новые данные о возрасте стрельногорской свиты докембрия Туруханского района. – Геол. и гесфия., № 11.
- Марков Ф.Г. 1945. Геологическое строение и нефтеносность территории правобережья р. Енисей от Туруханска до Дудинки. Труды Горно-геол. упр. Главсевморпути, вып. 17. Л.
- Маслов В.П. 1937. Нижнепротерозойские породообразующие водоросли Восточной Сибири. – В кн.: Проблемы палеонтологии, т.2-3. изд. Моск. ун-та.
- Маслов В.П. 1939. Попытка возрастного определения немых толщ Урала с помощью строматолитов. В кн.: Проблемы палеонтологии, т.5. М., изд. Моск. ун-та.
- Маслов В.П. 1945. К вопросу о значении строматолитов как указателей геологического возраста вмещающих формаций. – В кн.: Вопросы геологии Сибири, т.І. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Маслов В.П. 1953. Принципы номенклатуры и систематики строматолитов. Изв. AH СССР, серия геол., № 4.
- Маслов В.П. 1959. Строматолиты и фации. Докл. АН СССР, т. 125, № 5.
- Маслов В.П. 1960. Строматолиты. Труды ГИН АН СССР, вып. 41.
- Маслов В.П. 1961. Водоросли и карбонатоосаждение. Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Махлаев В.Г. 1958а. Значение строматолитовых горизонтов для увязки разрезов данково-лебедянских слоев и выяснения характера колебательных движений земной коры в данково-лебедянское время. – Труды Криворожск, горнорудн. ин-та, вып. 2.
- Махлаев В.Г. 19586. Строматолиты как показатели подводных перерывов в накоплении осадков. Научи, докл. высш. школы, геол. —географ. науки, № 3.
- Махлаев В.Г. 1964. Условия осадконакопления в верхнефаменском бассейне Русской платформы. М., Изд-во АН СССР.
- Махлаев В.Г. 1966. К вопросу о связи организмов со средой в данково—лебедянском бассейне. В кн.: Организм и среда в геологическом прошлом. М., "Наука".

- Микуцкий С.П. 1960. Стратиграфия доверхнепалеозойских отложений приенисейской части Сибирской платформы. Труды СНИИГГиМСа, вып. 13. Новосибирск.
- Микуцкий С.П. 1962. Осадочные серии поэднего докембрия и нижнего палеозоя северо—запада Сибирской платформы. Труды СНИИГТиМСа, вып. 16. Новосибирск.
- Микучкий С.П., Петраков В.У. 1961. Тектоника Приенисейской части севера Сибирской платформы. - Труды СНИИГГиМСа, вып. 7. Новосибирск.
- Мильштейн В.Е. 1965. Онколиты и катаграфии западного склона Анабарского поднятия. Уч. зап. НИИГА, палеонтол. и биостратигр., вып. 7, Л.
- Ми льштейн В.Е. 1970. Микрофитолиты из опорного разреза верхнедокембрийских отложений по р. Котуйкану на западном склоне Анабарского поднятия. – В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.
- Мирошников А.Е. 1965. О зависимости распределения форм строматолитов от литологических особенностей разреза. – В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеоонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Мирошников А.Е. 1968. Осадочные формации верхнего докембрия Туруханского района. Труды СНИИТГиМСа, вып. 60. Новосибирск.
- Моралев В.М., Ставцев А.Л. 1961. Основные черты тектоники восточной окраины Алданского щита и сопредельных областей. Труды ВАГТ,вып. 7. М.
- Надсон Г.А. 1900. Сверлящие водоросли и их значение в природе. Ботан. зап., т.18.
- Нарожных Л.И. 1965. Онколиты и катаграфии рифейских и юдомских отложений Учуро-Майского района. - В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Нужнов С.В. 1967. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М., "Наука". Нужнов С.В., Ярмолюк В.А. 1959. Поздний докембрий юго-восточной окраины Си-
- бирской платформы. Сов. геол., № 7.

 Нужнов С.В., Ярмолюк В.А. 1963. Восточная часть Алданского шита и Юдомо-Майский миогеосинклинальный прогиб. В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.
- Осипова А.И., Бельская Т.Н. 1967. Опыт литолого-палеоэкологического изучения визе-намюрских отложений Московской синеклизы. Литол. и полезные ископ.. № 5.
- Петраков В.У. 1964. Стратиграфия нижнего палеозоя Туруханского района. Геол. и геофиз., № 4.
- Раабен М.Е. 1964. Строматолиты верхнего рифея Полюдова кряжа и их вертикальное распространение. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 39, вып. 3.
- Раабен М.Е. 1969. Строматолиты верхнего рифея (гимносолениды). Труды ГИН АН СССР, вып. 203.
- Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А., Воронова Л.Г., Крылов И.Н., Келлер Б.М., Королюк И.К., Лендзион К., Михняк Р., Пыхова Н.Г., Сидоров А.Д. 1969. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. — Труды ГИН АН СССР, вып. 206. /
- Савицкий В.Е. 1957. Синийские отложения Анабарского щита. Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., № 24, вып. 4.
- Савицкий В.Е.1959. Западный склон Анабарского массива. В кн.: Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы. (Труды НИИГА, т. 101). Л.
- Савицкий В.Е., Комар Вл.А. 1963. Анабарская антеклиза. В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.
- Салоп Л.И. 1964. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли. В кн.: Геология докембрия. (Междунар, геол. кон-гресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10). М., "Недра".
- Семихатов М.А. 1960. О вертикальном распространении строматолитов в рифее Туруханского района. Докл. АН СССР, т. 135, № 6.
- Семихатов М.А. 1962. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. Труды ГИН АН СССР, вып. 68.
- Семихатов М.А., Комар Вл.А. 1965. О применимости формальных видов столбчатых строматолитов для межрегиональной корреляции рифейских отложений. Докл.АН СССР, т. 165, № 6.
- Семихатов М.А., Комар Вл.А., Нужнов С.В. 1963. Расчленение и сопоставление основных разрезов рифея Сибири. В кн.: Материалы по региональной стратиграфии СССР. М., Госгеолтехиздат.
- Семихатов М.А., Комар Вл.А., Серебряков С.Н. 1967а. Новые данные о строматолитах юдомской свиты и ее аналогов. Докл. АН СССР. т. 175, № 5.
- Семихатов М.А., Комар Вл.А. Серебряков С.Н. 1967б. Типы разрезов юдомской свиты Юго-Восточной Сибири. Докл. АН СССР, т. 174, № 3.

- Семихатов М.А., Комар Вл.А., Серебряков С.Н. 1970. Юдомский комплекс стратотипической местности. Труды ГИН АН СССР, вып. 210.
- тотипической местисли. грудственном составе строматолитовых биогермов рифея Серебряков С.Н. 1968. О вещественном составе строматолитовых биогермов рифея Восточной Сибири. Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Серебряков С.Н. 1971. Строматолиты в ритмичных толщах рифея. Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Серебряков С.Н., Комар Вл.А., Семихатов М.А. 1972. Зависимость морфологии рифейских строматолитов от условий их образования. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Соколов Б.С. 1967. Древнейшие погонофоры. Докл. АН СССР, т. 177, № 1.
- Сонин Г.В. 1964. Некоторые типы пермских строматолитов и условия их образования. В кн.: Тезисы докладов итоговой научной аспирантской конференции за 1963 г. Казанского ун-та.
- Ставцев А.Л. 1965. Новые принципы создания тектонической терминологии (на примере описания структур юго-восточной части Сибирской платформы для позднего докембрия). Сов. геол., № 4.
- Страхов Н.М. 1951. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов (опыт сравнительно-литологического исследования). Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 124, геол. серия (№ 45).
- Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В. 1966. О тектонической природе основных структурных элементов востока Сибирской платформы. Геотектоника, № 2.
- Тафт У.Х. 1970. Современные карбонатные осадки. В кн.: Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация, т.І. М., "Мир".
- Терентьев В.М. 1964. Джугджурская зона глубинных разломов как пример пограничных структур на стыке платформенных и складчатых областей. В кн.: Глубинные разломы. М., "Недра".
- Фентон К.Л., Фентон М.А. 1940. Древние водоросли как показатели окружающей среды и руководящие ископаемые. (В кн.: Труды XVII сессии Международного гео-логического конгресса, 1937 г.). М., ОНТИ.
- Фридмен Д.М., Сендерс Д.И. 1970. Генезис и распространение доломитов. В кн.: Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация, т. l. М., "Мир".
- Шанцер Е.В. 1970. К методологии историко-геологического исследования. Геотектоника. № 2.
- Шаповалова И.Г. 1965. Значение некоторых формальных родов строматолитов среднего рифея для палеогеографических построений. В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Шаповалова И.Г. 1968. О новой группе строматолитов Jacutophyton из верхнего протерозоя восточного склона Алданской синеклизы. В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск.
- Шатский Н.С., Косыгин Ю.А., Пейве А.В., Пущаровский Ю.М., Херасков Н.П., Штрейс Н.А., Яншин А.Л. 1951. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии. В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., Изд. во АН СССР.
- Шенфиль В.Ю. 1965. Влияние среды обитания на форму строматолитовых построек. В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Ярмолюк В.А. 1946. Протерозой восточной части Алданской плиты. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. Хабаровск.
- Ярмолюк В.А. 1956. Схема стратиграфии докембрия и кембрия Учуро-Майского района. В кн.: Совещание по стратиграфии Дальнего Востока. Тезисы докладов. Хаба-
- Bertrand J.B. 1968. Les édifices stromatolitiques précambriens de la "Série à stromatolites" du Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara). Bull Soc. géol France, sér. 7, v. 10.
- Bertrand J.B. 1969. Etude comparative des édifices stromatolitiques de plusieurs horisons calcaire du précambrien supérieur de l'Ahaggar occidental (Tanezrouft et Ahnet.). Bull. Soc. Histoire Natur. Afr. Nord, Alger, v. 60.
- Bertrand-Sarfati J.B. 1970. Les édifices stromatolitiques de la série calcaire du Hank (précambrien supérieur). Description, variations laterales, paleo-écologie (Sahara occidental, Algérie). Bull. Soc. Histoire Natur. Afr. Nord, Alger, v. 61, fasc. 1-2.
- Bertrand-Sarfati J.B. 1972. Stromatolites columnaires du précambrien supérieur du Sahara nord-occidental. - Centre de recherches sur les zones arides, sér. géol. N 14, Paris.

- Bertrand-Sarfati J.B., Raaben M.E. 1971. Comparaison des ensembles stromatolitiques du précambrian supérieur du Sahara occidental et de l'Oural Bull Soc. géol France, sér. 7, v. 12, N 2.
- Black M. 1933. The algal sediments of Andros Island, Bahamas. Philos. Trans., Roy. Soc. London, ser. B, v.222.
- Brehm V., Ruttner F. 1926. Die Biozonosen der Lunzer Gewasser. Internat. Rev. ges. Hydrogr. und Hydrobiol., Bd. 16.
- C a rozzi A. 1962. Observations on algal biostromes in the Great Salt Lake, Utah. J. Geol., v. 70, N 2.
- Clarke E.D. de, Teichert C. 1946. Algal structures in a West Australian salt lake. Amer. J. Sci., v. 224, N 4.
- Cloud P.E. 1942. Notes on stromatolites. Amer. J. Sci., v. 240, N 5.
- Cloud P.E. 1968. Atmospheric and hydrospheric evolution on the primitive Earth. Science, v. 160.
- Cloud P.E., Semikhatov M.A. 1969. Proterozoic stromatolite zonation. Amer. J. Sci., v. 267, N 11.
- Dalrymple D.W. 1965. Calcium carbonate deposits associated with bluegreen algal mats, Baffin Bay, Texas. - Publ. Inst. Marine Sci. Texac, N 10.
- Davis R.A. 1968. Algal stromatolites composed of quartz sandstone. J.Sediment. Petrol., v. 38, N 3.
- Eardley A.J. 1938. Sediments of Great Salt Lake. Bull.Amer. Assoc.Petrol. Geologists, v. 22.
- Fenton C.L. 1943. Pre-Cambrian and Early Paleozoic algae. Amer. Midland Naturalist, v. 30, N 1.
- Fenton C.L., Fenton M.A. 1933. Algal reefs or bioherms in the Belt series of Montana. Bull. Geol. Soc. America, v. 44, N 6.
- Friedman G.M. 1964. Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. J. Sediment. Petrol. v. 34, N 4.
- Garrett P. 1970. Phanerozoic stromatolites: noncompetitive ecologic restriction by grazing and burrowing animals. Science, v. 169.
- Gebelein C.D. 1969. Distribution, morphology and accretion rate of recent subtidal algal stromatolites, Bermuda. J. Sediment. Petrol., v. 39, N 1.
- Gebelein C.D., Hoffman P.E. 1971. Algal origin of dolomite in interlaminated limestone-dolomite sedimentary rocks. In: Carbonate Cements. Johns Hopkins University Studies in Geology, N 19.
- Ginsburg R.N. 1955. Recent stromatolite sediments from South Florida (abs.) J. Paleontol, v. 29.
- Ginsburg R.N. 1957. Early diagenesis and lithification of challowwater carbonate sediments in southern Florida. Soc. Econ. Paleontol., Min. Spec. publ., v. 5.
- Ginsburg R.N. 1960. Ancient analogues of recent stromatolites. Internat. Geol. Congr. XXI Session. Norden, pt 22, Copenhagen. Glaessner M.F., Preiss W.V., Walter M.R. 1969. Precambrian co-
- Glaessner M.F., Preiss W.V., Walter M.R. 1969. Precambrian columnar stromatolites in Australia: morphological and stratigraphic analysis. Science, 164.
- Hoffman P.E. 1967. Algal stromatolites use in stratigraphic correlation and paleocurrent determination. Science, 157.
- Hoffman P.E., Logan B.W., Gebelein C.D. 1969. Biological versus environmental factors governing the morphology and internal structure of recent algal stromatolites in Shark Bay, Western Australia (abs.). Geol. Soc. America Northeastern section, Annual meeting 4, Abstrs, Albany.
- Hofmann H.J. 1969. Attributes of stromatolites. Paper. Geol. Surv. Canada, N 39.
- Hommeril P., Rioult M. 1965. Etude de la fixation des sédiments meubles par deux algues marines: Rhodothamniella floridula (Dillwyn.) J. Feldm. et Microcoleus chtonoplastes Thur. Marine Geol., N 3.
- Illing L.V., Wells A.J., Taylor J.C. 1965. Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. Soc. Econ. Paleontol. and Min. Spec. Publ., 13.
- Jones LC. 1925. The geologic history of Lake Lahonton. Washington, Carnegie Inst. Publ., N 352.
- Kann E. 1933. Zur Oekologie des litoralen Algenaufwuchses im Lunzer Untersee. Internat. Rev. ges. Hydrogr. und Hydrobiol., Bd. 28.
- Kazakov G.A., Knorre K.G. 1970. Geochronology of the Upper Precambrian of the Siberian platform, Uchur-Maja Region. Eclogae geol. helv., v. 63, N 1.
- Kendall C.G.St.C., Skipwith P.A.d'E. 1966. Recent algal stromatolites of the Khor al Bazam, Abu Dhabi, The South-west Persian Gufl (abs.). Geol Soc. America Spec. Papers.

- Kendall C.G.St.C., Skipwith P.A.d'E. 1968. Recent algal mats of a Persian Gulf. Lagoon. - J. Sediment. Petrol., v. 38, N 4,
- Krüger L. 1969. Stromatolites and oncolites in the Otavi Series, South
- West Adrican-J. Sediment. Petrol, v. 39, N 3. Lochman-Balk K. 1970. Upper Cambrian Faunal Patterns on the Craton. -
- Bull. Geol. Soc. America, v. 81, N 11. Logan B.W. 1961. Cryptozoon and associate stromatolites from the recent of Shark Bay, Western Australia. - J. Geol., 69, N 5.
- Logan B.W., Rezak R., Ginsburg R.N. 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. - J. Geol., 72, N 1.
- McMaster R., Conover J. 1966. Recent algal stromatolites from the Canary Islands. J. Geol., v. 74, N 5, pt. 1.
- Menchikoff N. 1946. Les formation à stromatolites dans le Sahara occidental. - Bull. Soc. géol. France, sér. 5, v. 16.
- Monty C.L.V. 1965. Recent algal stromatolites in the wind-ward lagoon, Andros Island, Bahamas. Ann. Soc. géol. Belg., v. 88, Bull. N 6.
- Monty C.L.V. 1967. Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats, eastern Andros Island, Bahamas. - Ann. Soc. géol. Gelg., v. 90, Bull. N 3, Newell N.D., Rigby J.K., Whiteman J., Bradley J.S. 1951. Shoalwa-
- ter geology and environments, Eastern Andros Island, Bahamas. Bull.Amer. Museum Natur. History, 97, art. 1. Newell N.D., Rigby J.K. 1957. Geological studies on the Great Bahama
- Bank. Soc. Econ. Paleontol. and Min. Spec. publ., v. 5. Phanerozoic Time-Scale, 1964, - Quart. J. Geol. Soc. London, v. 120.
- Phileger F.B. 1969. A modern evaporite deposits in Mexico. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 53, N 4.
- Phleger F.B., Ewing M. 1962. Sedimentology and oceanography of coastal lagoons in Baja, California, Mexico. - Bull. Geol. Soc. America, v. 73. Pia J. 1933. Die rezenten Kalkasteine. - Z. Kridtallogr., Min. und Petrogr.,
- Abt. B. Neue Folge. Playford P.E., Cockbain A.E. 1969, Algal stromatolites: deepwater form in the Devonian of Western Australia. - Science, v. 165,
- Purdy E. 1963. Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank, 2. Sedimentary facies. - J. Geol., v. 71, N 4. Rezak R. 1957. Stromatolites of the Belt Series in Glacier National Park
- and vicinity. U.S. Geol. Surv., Profess. Paper N 294-D. Robinson R.B. 1967. Diagenesis and porosity development in recent and pleistocene oolites from Southern Florida and the Bahamas. - J. Sediment. Petrol., v. 37, N 2.
- Sarin D.D. 1962. Cyclic sedimentation of primary dolomite and limestone. -J. Sediment. Petrol., v. 32, N 3.
- Shinn E.A., Ginsburg R.N., Lloyd R.M. 1965. Recent supratidal dolomites from Andros Island, Bahamas. - Soc. Econ. Paleontol. and Min. Spec. publ., v. 13.
- Szulczewski M. 1963. Stromatolites from the high-tatric bathonian of the Tatra Mountains. - Acta geol. polonica, v. 13, N 1. Szulczewski M. 1968. Stromatolity jurajskie w Polsce. - Acta geol, po-
- lonica, v. 18, N 1. Stockwell C.H. 1968, Geochronology of stratified rocks of the Canadian
- Shield, Canad, J. Earth Sci., v. 5, N 3, pt. 2. Trompette R. 1969. Les stromatolites du "précambrien supérieur" de l'Ad-
- rar de Mauritania (Sahara occidental). Sedimentology, v. 13, N 1-2. Walter M.R. 1970. Stromatolites used to determine the time of nearest approach of Earth and Moon. - Science, v. 170.

ТАБЛИЦА I

- 1. Биогерм пластово—столбчатых строматолитов, отделенный от поверхности размыва линзовидным горизонтом конгломерато—брекчий 1 . Неколээхская свита, р. Котуйкан в 2 км выше устья р. Джогджо.
- 2. Краевая зона куссиеллового биогерма, приуроченного к линзе плоскогалечных конгломерато-брекчий. Формирование строматолитов началось на вогнутом участке гладкого, твердого дна. Характерны незначительный наклон столбиков и отсутствие четкой боковой границы биогерма. Чуумнахская свита, VI пачка, р. Котуйкан в 4 км в юго-юго-западу от устья р. Улахан-Томуулаах.

ТАБЛИЦА II

- 1. Биогерм пластово-столбчатых строматолитов, образование которого началось на размытой поверхности, по-видимому, нелитифицированного осадка. Биогерм подстилают и перекрывают однотипные алевритистые доломиты. Они же слагают линзы внутри биогерма. Нижняя подсвита платоновской свиты, р. Сухая Тунгуска в 1 км выше устья р. Нижней Хайрюзовки.
- 2. Биогерм пластово-столбчатых строматолитов с подогнутым вниз краем. Вероятно, строматолиты формировались на поверхности нелитифицированного осадка. На своде био-герма видно уменьшение мошности и выклинивание пластов вмещающих доломитов. Нижняя подсвита платоновской свиты, р.Сухая Тунгуска в 1,5 км выше устья р.Нижней Хай-рюзовки.
- 3-4. Краевые зоны биогерма, изображенного на рис.21.

ТАБЛИЦА !!!

- 1. Характер соотношения строматолитов Tungussia nodosa Semikh. с перекрывающими известняками. Нижняя подсвита сухотунгусинской свиты, р. Сухая Тунгуска.
- 2. Крупная галька известняков, на которую нарастают столбчатые строматолиты. Нижняя подсвита свиты Буровой, р. Сухая Тунгуска выше устья р. Таборной.
- 3. Два ритма с Kussiella kussiensis (Masl.), аналогичные показанным на рис. 35. Чуумнахская свита, р. Котуйкан в 0,5 км выше устья р. Улахан-Томуулаах.

ТАБЛИЦА IV

- 1. Участок куссиеллового биогерма. В основании пластовые строматолиты. Их сменяют столбчатые, среди которых выделяются три горизонтальные зоны, различающиеся размерами столбиков. Ветвление строматолитов приурочено к определенным уровням. Чуумнахская свита, VI пачка, р. Котуйкан в 0,5 км выше устья р. Улахан-Томуулаах.
- 2. Фрагмент того же участка. Верхний уровень ветвления, подчеркнутый послойным окремнением.
- 3-4. Два участка горизонта наклонных столбиков внутри куссиеллового биогерма. Чуум- нахская свита, II пачка, р. Котуйкан в 3 км ниже устья р. Ильи.

¹ Размеры шифр на фотографиях здесь и далее 3×6 см.

- 1. Горизонт наклонных столбиков внутри байкалиево-якутофитонового биогерма. Деревнинская свита, р. Нижняя Тунгуска выше Стрельных гор.
- 2. Участок биогерма, изображенного на рис. 36,Б. Видно, что изменение диаметра и четкости столбиков приурочено к определенным уровням. У левого столбика, имевшего большую прижизненную высоту, эти изменения выражены слабее.

ТАБЛИЦА VI

- 1. Взаимоотношение верхней части куссиеллового биогерма с вмещающими породами. Плитчатые глинистые доломиты сначала круто прилегают к биогерму, а затем, уменьшаясь в мощности, перекрывают его поверхность. Чуумнахская свита, VI пачка, р. Котуйкан в 9,5 км к востоку от устья р. Некюлээх.
- 2. Куссиелловый биогерм, состоящий как бы из нескольких наложенных одна на другую выпукло-вогнутых линз с закругленными краями (см. рис. 47). Там же.
- 3. Изменение характера соотношения куссиеплового биогерма с вмещающими породами.

ТАБЛИЦА VII

- 1. Четыре направления знаков ряби на поверхности разновозрастных пластов глинистоалевритистых доломитов. Нижняя подсвита платоновской свиты, р.Сухая Тунгуска ниже избы Буровой.
- 2-3. Микроструктура 1, характерная для Conophyton lituus Masl., в различных по форме постройках одного "якутофитонового шикла". Деревнинская свита, известняковая пачка, II шикл; р. Нижняя Тунгуска ниже Стрельных гор.
- 2. Центральный столб якутофитона, шлиф 77/3.
- 3. Колоннелла из горизонта якутофитонов, шлиф 77/5.

ТАБЛИЦА VIII

- 1-3. Микроструктура, характерная для Conophyton lituus Masl., в различных по форме постройках одного "якутофитонового цикла" (продолжение).
- 1-2. Переходная зона от байкалии к якутофитону, шлифы 77/2А и 77С.
- 3. Байкалия, шлиф 77/1.

ТАБЛИЦА IX

- 1. Микроструктура, характерная для Conophyton lituus Masl., в различных по форме постройках одного "якутофитонового шикла" (продолжение). Байкалия, шлиф 77/6.
- 2-4. Микроструктура, характерная для Con. metula Kir., в различных по форме постройках одного "якутофитонового цикла". Деревнинская свита, доломитовая пачка, I цикл; р. Нижняя Тунгуска ниже Стрельных гор.
- 2. Центральный столб якутофитона, шлиф 70/4.
- 3-4. Отростки якутофитона, шлифы 70/4 и 70/3.

таблица Х

- 1-3. Микроструктура, характерная для *Conophyton cylindricus* Masl., в различных по форме постройках одного "якутофитонового шикла". Средняя подсвита нерюенской свиты, бассейн р. Челасин.
- 1. Центральный столб якутофитона, шлиф С-53/3.
- 2. Переходная зона между центральным столбом (слева) и отростком (справа) якутофитона, шлиф С-53/3.
- 3. Нижняя часть отростка якутофитона, шлиф С-53/3.

¹ Здесь и ниже - увел. 8 без анализатора.

ТАБЛИЦА ХІ

- 1-2. Микроструктура, характерная для Conophyton cylindricus Masl., в различных по форме постройках одного "якутофитонового шикла" (продолжение).
- 1. Верхняя часть отростка якутофитона, шлиф С-53/2.
- 2. Байкалия, шлиф С-53/6.

ТАБЛИЦА XII

- 1. Микроструктура, характерная для Baicalia lacera Semikh., в центральном столбе яку-тофитона, шлиф Ш-75-65. Нерюенская свита, р. Белая у устья Мастаха.
- 2-3. Характер микроструктур в зоне перехода от центрального столба якутофитона (слева) к его отростку (справа).
- 2. В обоих участках микроструктура, характерная для *B. lacera* Semikh., с отдельными элементами микроструктуры, типичной для *Conophyton cylindricus* Masl., шлиф 853/3. Нероенская свита, р. Ингили ниже ручья Аян-Колях.
- 3. В центральном столбе микроструктура, характерная для Con. cylindricus Masl., а в отростке для В. lacera Semikh., шлиф 182/5. Нерюенская свита, р. Мая ниже пос. Нель-кан.

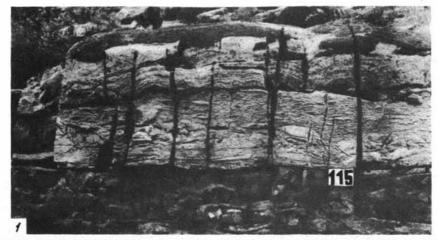
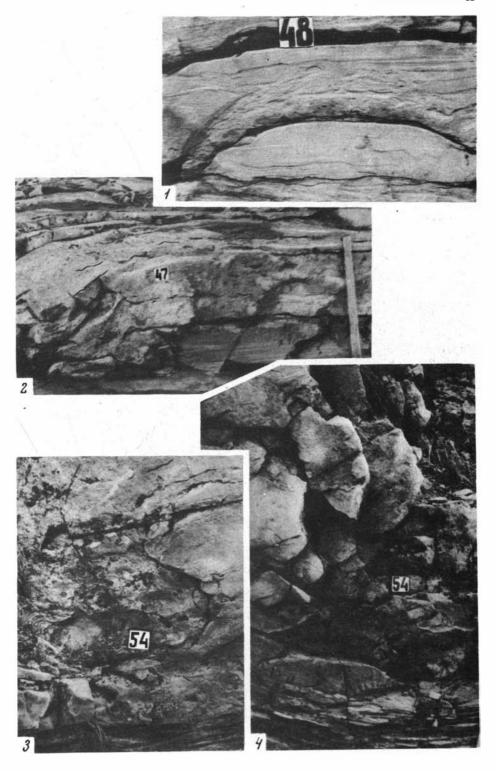
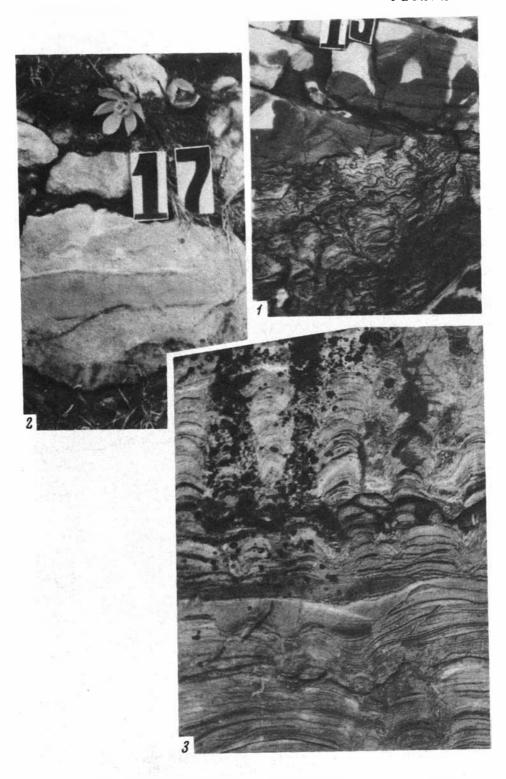
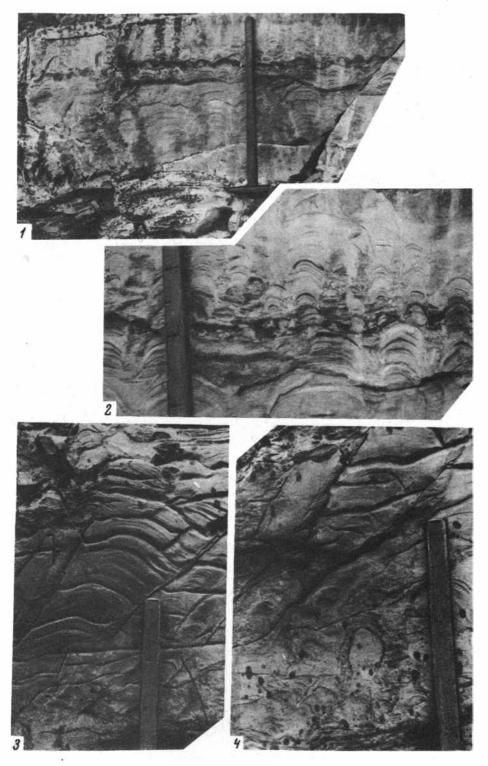


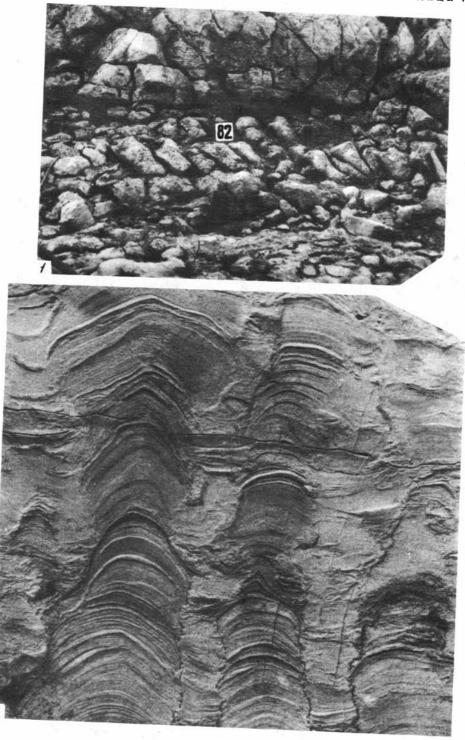


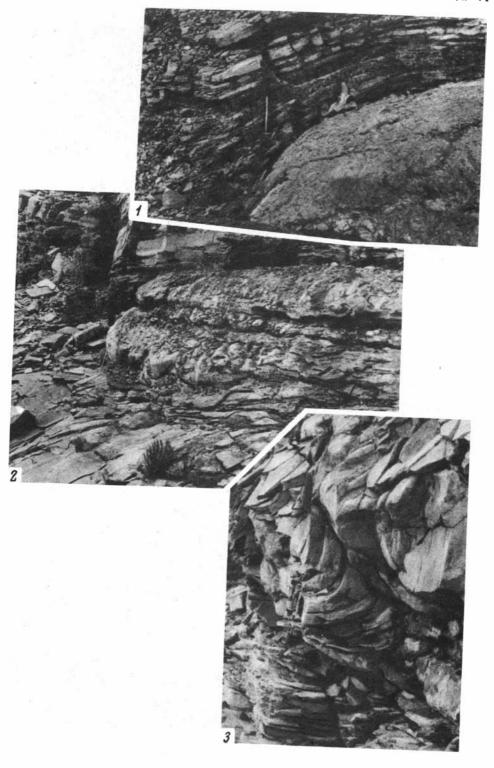
Таблица II

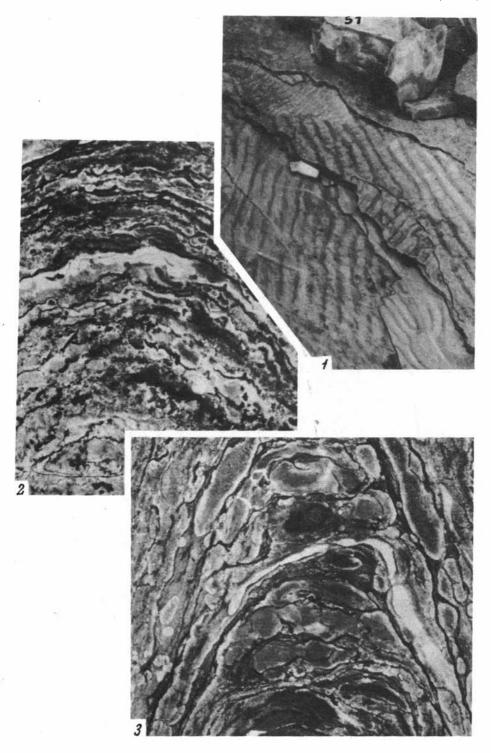


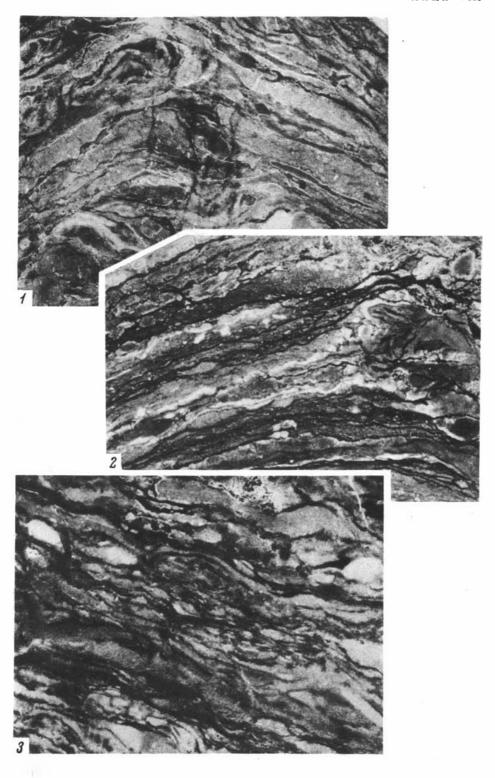


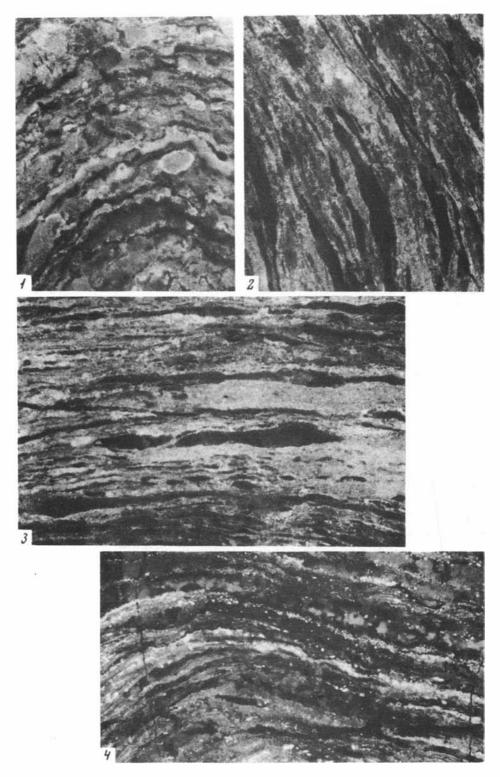


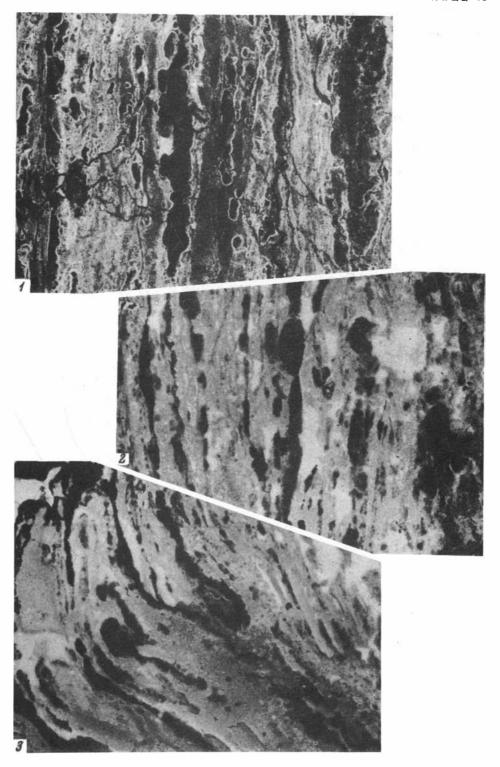












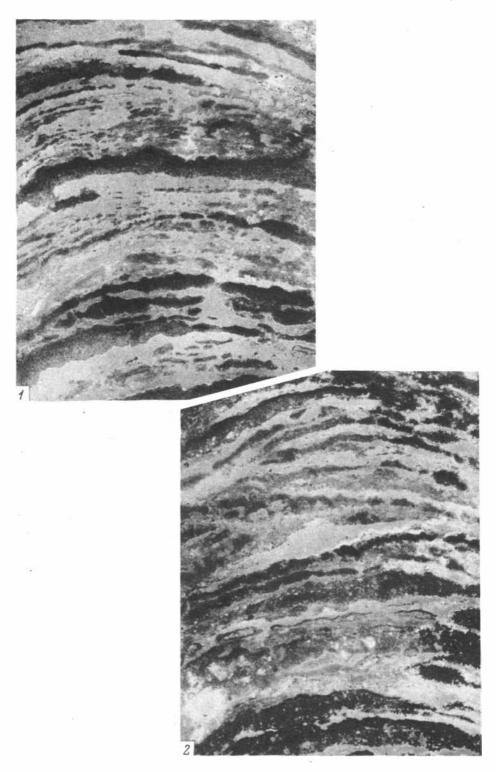


Таблица XII



ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
Часть I. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ	_
строматолитов	9
Глава 1. Анализ данных по современным строматолитам	9
Климатические и некоторые экологические особенности местонахождений	13
современных строматолитов	24
Водоросли – строматолитообразователи	_
Механизм образования современных строматолитов	26
Улавливание и связывание осадочного материала	27
Закрепление ранее отложившихся осадков	29
Минерализация водорослевых колоний	30
Микроструктура современных строматолитов	32
Морфология современных строматолитов	35
Глава 2. Пределы применения актуалистических данных	38
Роль водорослей в образовании древних строматолитов	38
Место строматолитов в современных и древних бассейнах	44
<u>Часть II.</u> УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТ-	
ВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РИФЕЙСКИХ СТРОМАТОЛИТОВ	50
СИБИРИ	50
Глава 1. Стратиграфическое положение объектов исследования	50
Учуро-Майский район	51
Нижний рифей	53
Средний рифей	.58
	58
Терминальный рифей (юдомский комплекс)	60
Туруханский район	
Средний рифей	61 64
Верхний рифей	65
Терминальный рифей	
Западный склон Анабарского массива	66 66
Нижиний рифей	68
Средний - верхний рифей	70
Терминальный рифей	70
Глава 2. Некоторые особенности строения и формирования строматолитовых	
биогермов	71
Морфологические изменения строматолитов в вертикальном разрезе бис-	
гермов	72
Морфология строматолитов в краевых зонах биогермов	85
Прерывистость роста строматолитов	92
Пространственная ориентировка строматолитов	95
Глава З. Строматолиты в осадочных ритмах	97
Глава 4. Строматолитовая шикличность	106
Глава 5. Характер размещения строматолитов внутри полифациальных лито-	
стратиграфических подразделений	130
Особенности локализации фитогенных образований юдомской свиты	130
Особенности размещения строматолитов в нерюенской и игниканской	
свитах лахандинской серии	134
Глава 6. Взаимодействие биотических и абиотических факторов в образова-	
нин рифейских строматолитов	143
	150
ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ	159

CONTENTS

INTRODUCTION	5
Part 1. COMPARATIVE ANALYSIS OF RECENT AND ANCIENT STROMATOLITES Chapter 1. Recent stromatolites: an analysis. Climatic and some environmental peculiarities of recent stromatolite localities Stromatolite—building algae. Mechanism of formation of recent stromatolites Trapping and bounding of sediments Fixing of deposited sediments Mineralization of algae colonies Microstructure of recent stromatolites Morphology of recent stromatolites Chapter 2. The limitation of actualistic interpretation of ancient stromatolites Role of algae in the ancient stromatolite constructing Location of stromatolites in recent and ancient basins	9 13 24 26 27 29 30 32 35 39 34
Part II. ENVIRONMENTS AND LOCATION OF RIPHEAN STROMATOLITES IN SIBERIA Chapter 1. Stratigraphic position of the stromatolites studied Uchur-Maja region Lower Riphean Middle Riphean Upper Riphean Terminal Riphean (Judomian complex) Turuckan region Middle Riphean Upper Riphean Terminal Riphean Western slope of Anabar massive Lower Riphean Middle-Upper Riphean Terminal Riphean	50 50 50 51 53 58 59 60 61 64 65 66 66 68 70
Chapter 2. Some peculiarities of composition and formation of stromatolite biohems. Morphological changes of stromatolites in vertical sections of biohems. Stromatolite morphology in outer zones of biohems. Interruption in stromatolite growth. Stromatolite orientation in the space. Chapter 3. Stromatolites in sedimentary rhythmes. Chapter 4. Stromatolite cyclicity. Chapter 5. Stromatolite location in polyfacial litostratigraphyc subdivisions. Judomian suite. Nerjuenian and ignikanian suites of lakhandian series. Chapter 6. Biotic and abiotic factors in Riphean stromatolites formation.	71 72 85 92 95 97 106 130 134 143
REFERENCES	150
PLATES I-XII	159

Станислав Николаевич СЕРЕБРЯКОВ

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ РИФЕЙСКИХ СТРОМАТОЛИТОВ

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени

Геологическим институтом

Цена 1 р. 92 к.

СИБИРИ

Редактор издательства Р.Д. Мишина Художник Б.К. Силаев

Художественный редактор В.А. Чернецов

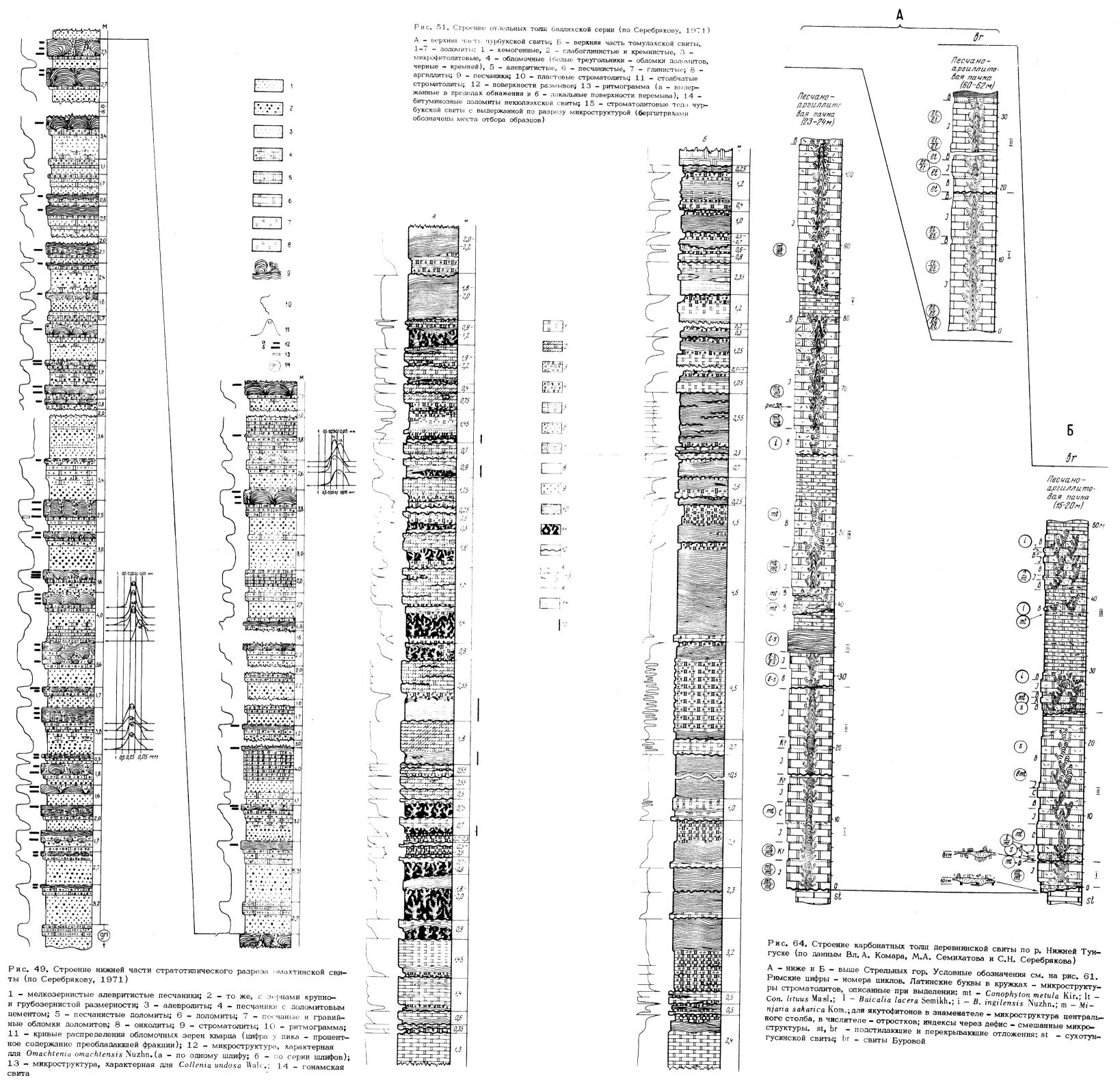
Технический редактор Г.П. Каренина

Подписано к печети 25/X11—74 г. Т = 18225 Усл. печ. л. 18, 2(15,4+2,8 вкладки). Уч. — над. л. 19, 2Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетвая № 1 Тираж 650 экз. Тип. зак. 1517.

Княга издана офсетным способом

Издательство "Наука" 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21 1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12





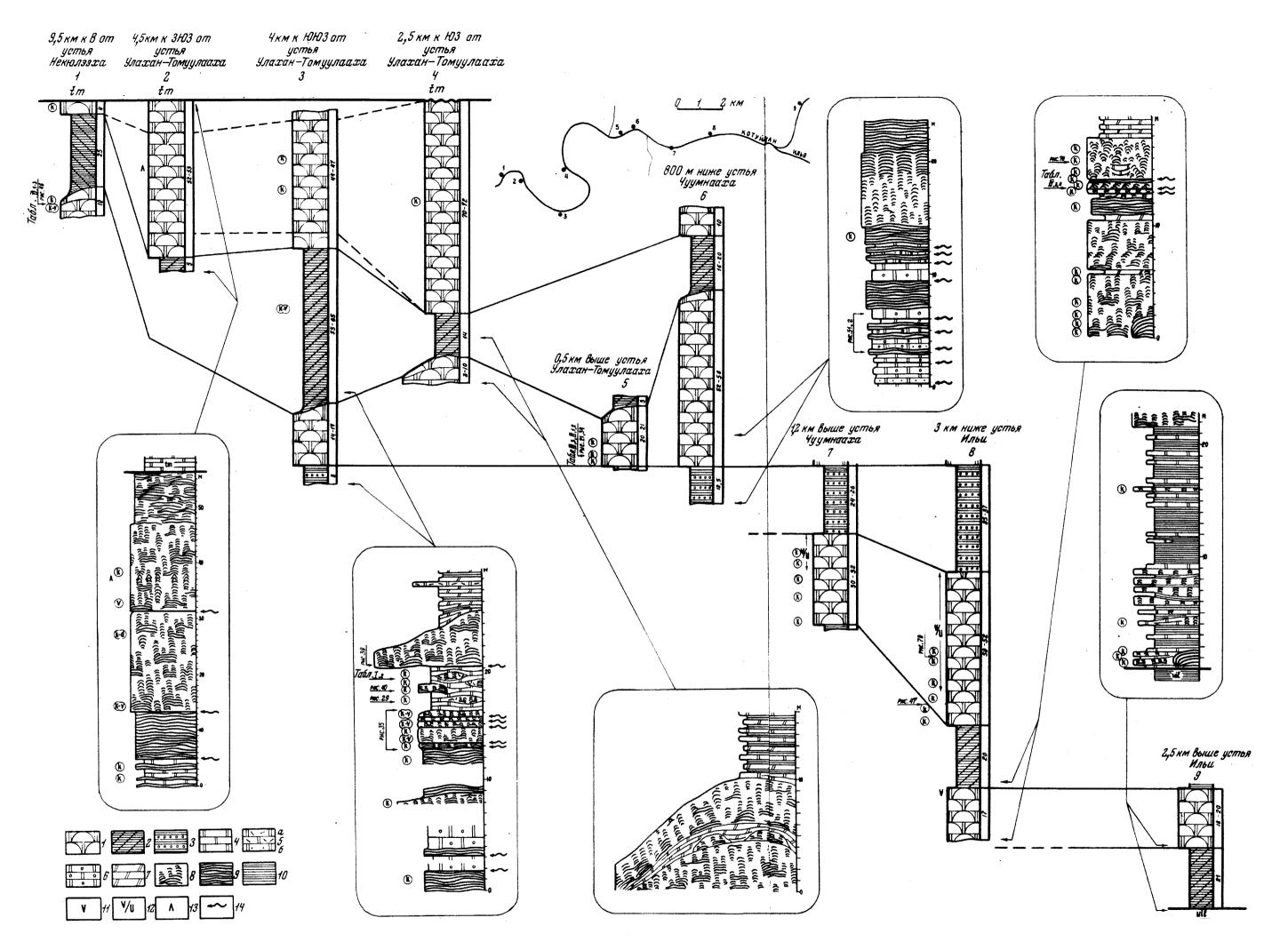
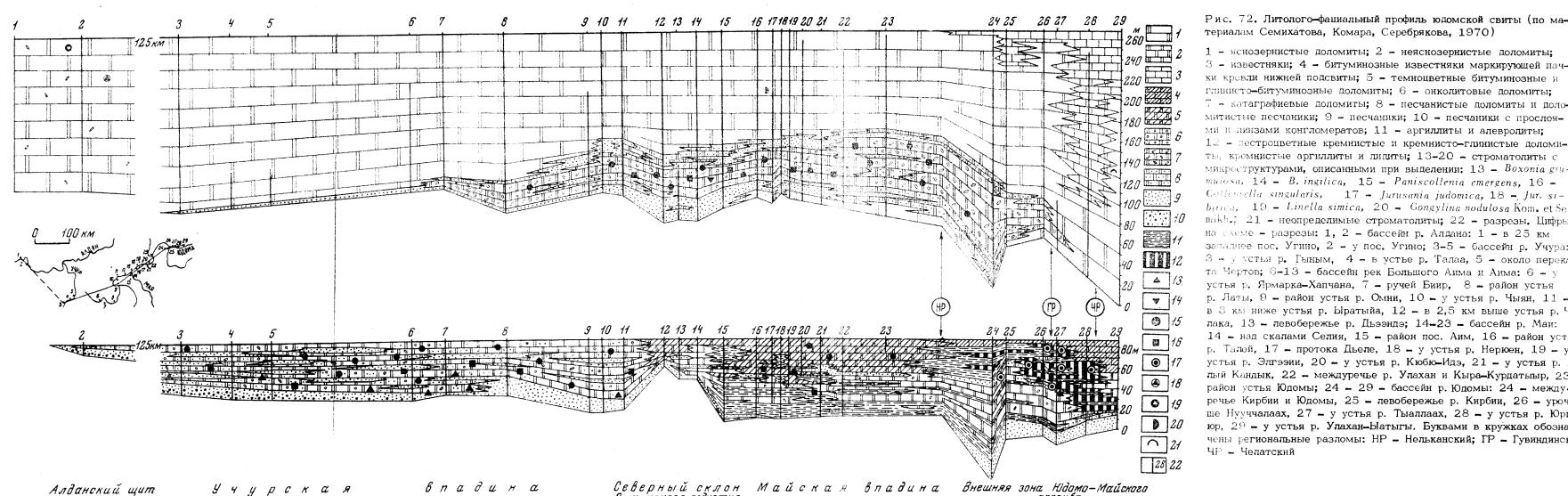


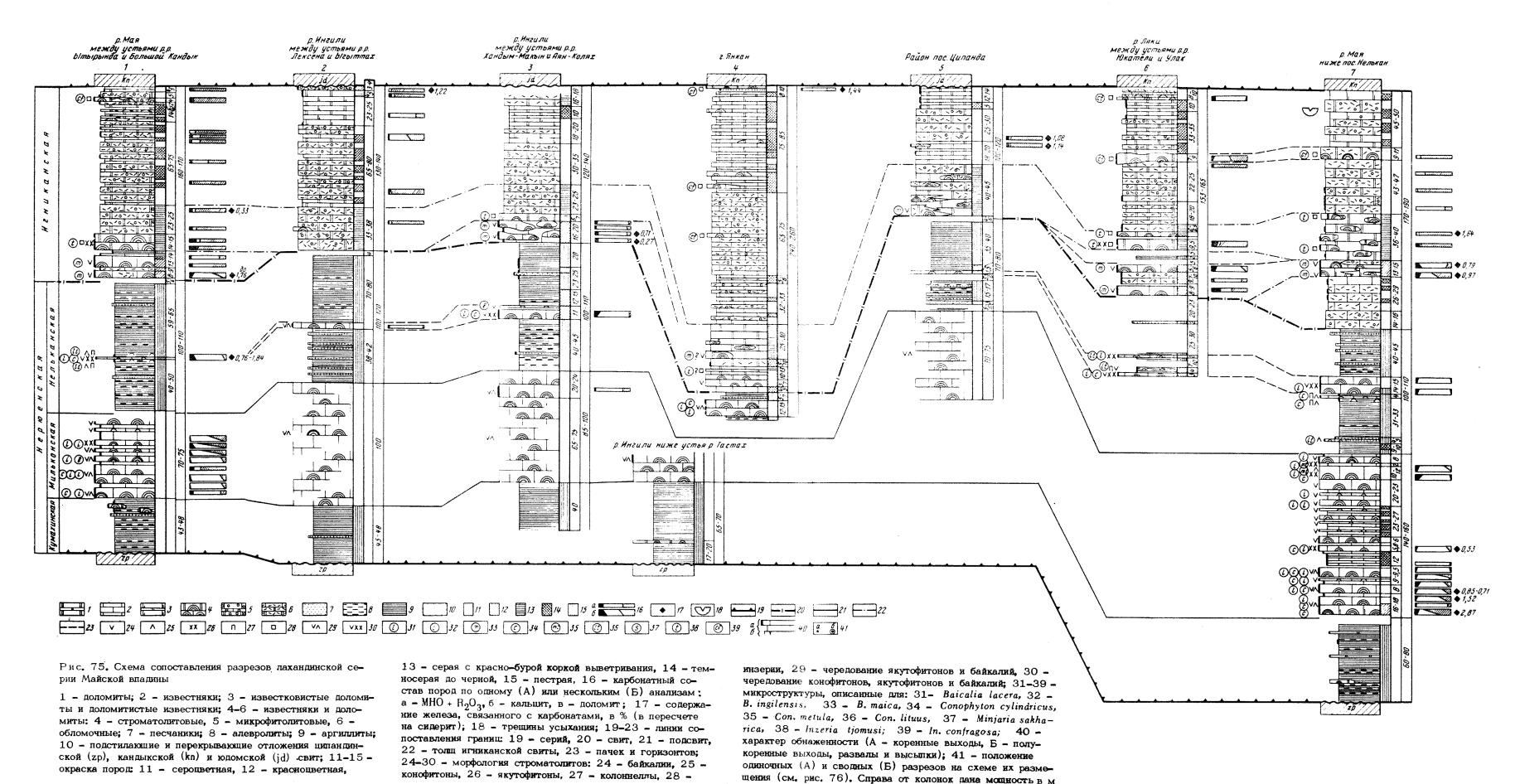
Рис. 17. Схема сопоставления разрезов и строение отдельных горизонтов чуумнахской свиты по р. Котуйкан. По данным С.Н. Серебрякова, А.А. Ануфриева и А.А. Сошкина

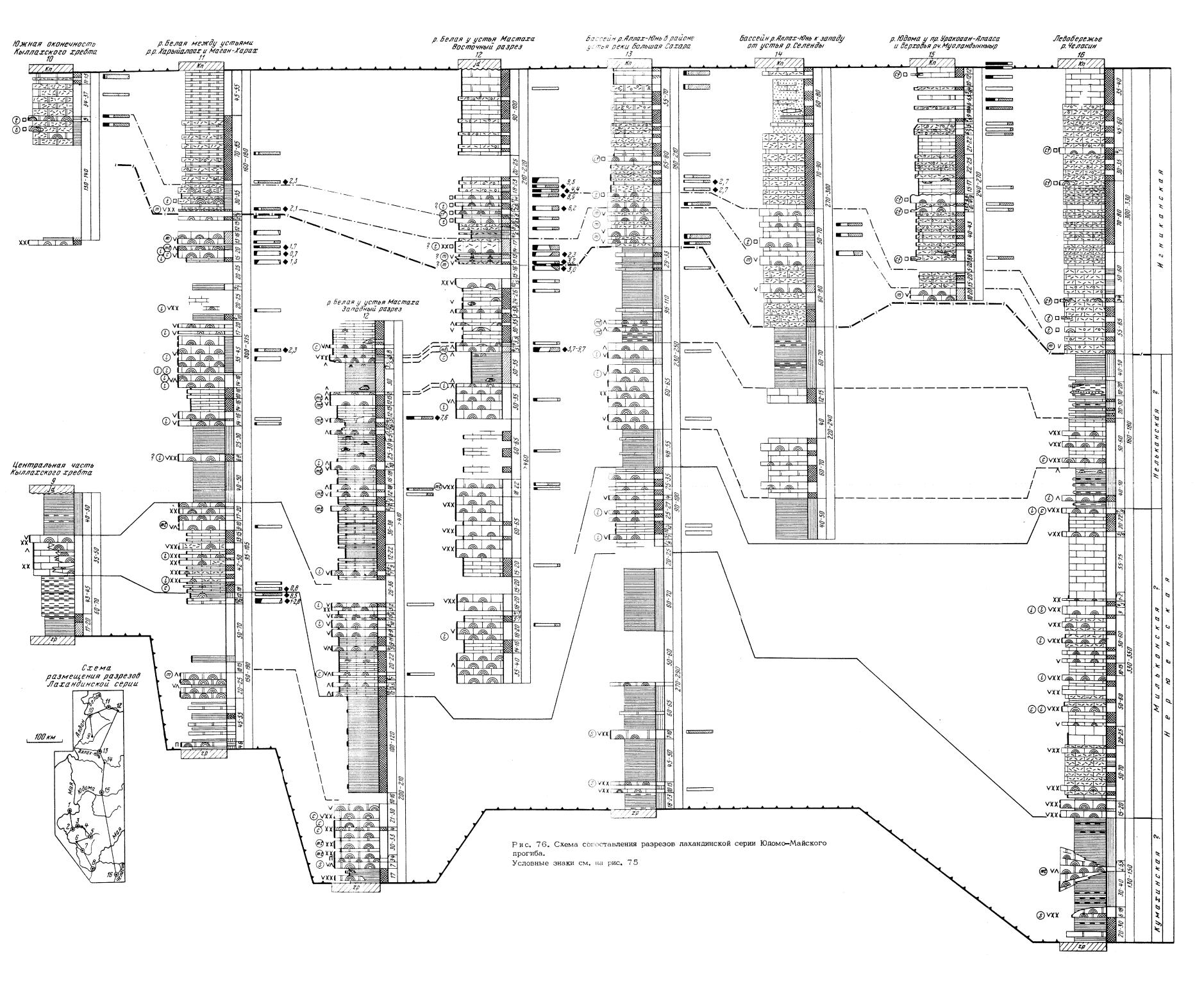
1 - преимущественно строматолитовые пачки; 2 - преимущественно глинистые пачки; 3 - то же, с прослоями микрофитолитовых доломитов; 4 - доломиты; 5 - обломочные (а) и песчанистые (б) доломиты; 6 - микрофитолитовые доломиты; 7 - глинистые доломиты и мергели; 8, 9 - строма-

толиты: 8 - столбчатые, 9 - пластовые; 10 - аргиллиты и глинистые алевролиты; 11 - строматолиты байкалоидного облика; 12 - переслаивание горизонтов куссиелл, колоннелл и строматолитов байкалоидного облика; 13 - якутофитоны; 14 - поверхности размывов. Буквы в кружках - микроструктуры строматолитов, описанные для форм: k - Kussiella kussiensis Masl., v - K. vittata Kom., d - Colonnella discreta Kom. et Gol., двойными индексами обозначены микроструктуры промежуточного типа



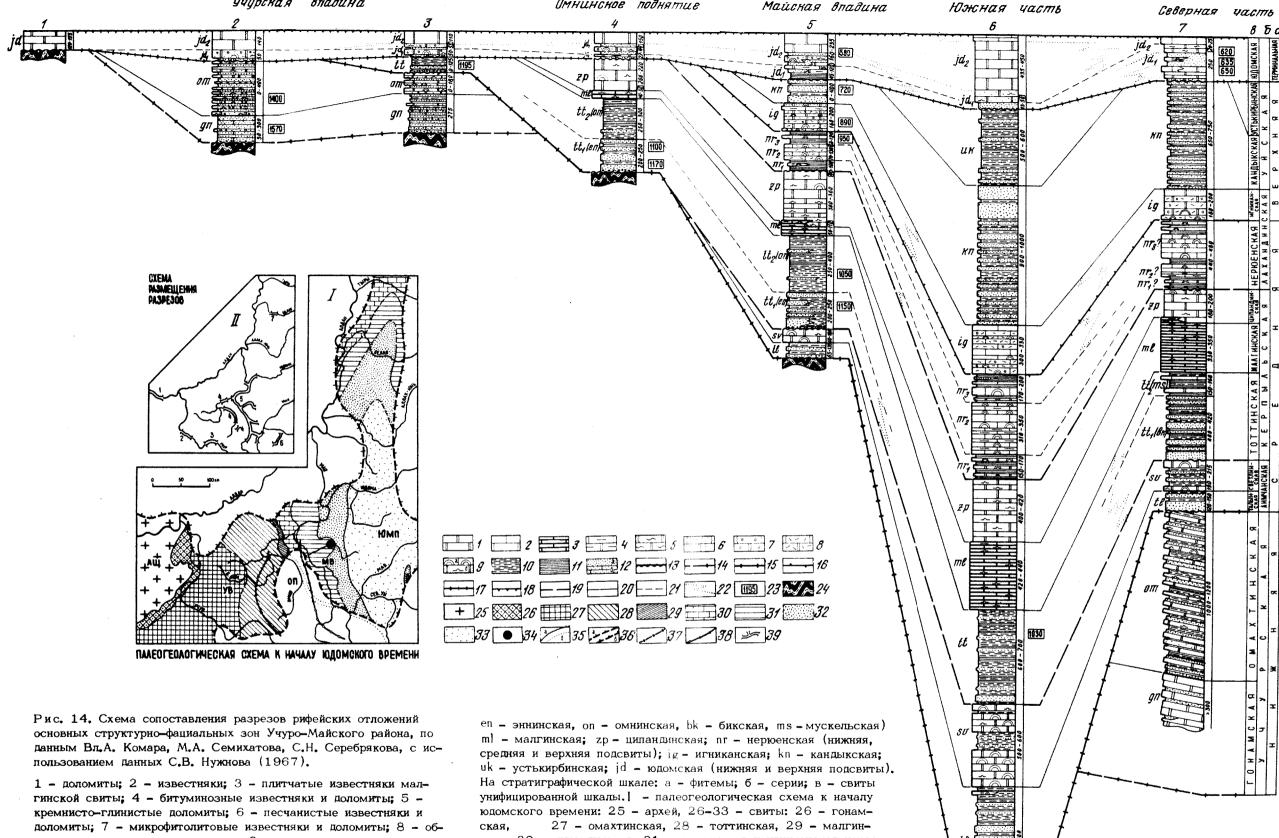
териалам Семихатова, Комара, Серебрякова, 1970) 1 - яснозернистые доломиты; 2 - неяснозернистые доломиты; 3 - известняки; 4 - битуминозные известняки маркирующей пачки кровли нижней подсвиты; 5 - темноцветные битуминозные и глинисто-битуминозные доломиты; 6 - онколитовые доломиты; т - катаграфиевые доломиты; 8 - несчанистые доломиты и доломитистые песчаники; 9 - песчаники; 10 - песчаники с прослоями и линзами конгломератов; 11 - аргиллиты и алевролиты; 12 - пестроцветные кремнистые и кремнисто-глинистые доломиты, кремнистые аргиллиты и лидиты; 13-20 - строматолиты с микроструктурами, описанными при выделении: 13 - Boxonia grumulosa, 14 - B. ingilica, 15 - Paniscollenia emergens, 16 -Colleviella singularis, 17 - Jurusania judomica, 18 - Jur. sibirica, 19 - Linella simica, 20 - Gongylina nodulosa Kom, et Seтікі.; 21 - неопределимые строматолиты; 22 - разрезы. Цифры на схеме - разрезы: 1, 2 - бассейн р. Алдана: 1 - в 25 км западнее пос. Угино, 2 - у пос. Угино; 3-5 - бассейн р. Учура: 3 - у устья р. Гыным, 4 - в устье р. Талаа, 5 - около переката Чертов; 6-13 - бассейн рек Большого Аима и Аима: 6 - у устья р. Ярмарка-Хапчана, 7 - ручей Биир, 8 - район устья р. Латы, 9 - район устья р. Омни, 10 - у устья р. Чыян, 11 в 3 км ниже устья р. Ыратыйа, 12 - в 2,5 км выше устья р. Чалака, 13 - левобережье р. Дьээндэ; 14-23 - бассейн р. Ман: 14 - над скалами Селия, 15 - район пос. Аим, 16 - район устья р. Талой, 17 - протока Дьеле, 18 - у устья р. Неркен, 19 - у устья р. Элгээни, 20 - у устья р. Кюбю-Идэ, 21 - у устья р. Малый Кандык, 22 - междуречье р. Улахан и Кыра-Курдатыыр, 23 район устья Юдомы; 24 - 29 - бассейн р. Юдомы: 24 - междуречье Кирбии и Юдомы, 25 - левобережье р. Кирбии, 26 - урочище Нууччалаах, 27 - у устья р. Тыаллаах, 28 - у устья р. Юргююр, 29 - у устья р. Улахан-Ыатыгы. Буквами в кружках обозначены региональные разломы: НР - Нельканский; ГР - Гувиндинский; ЧР - Челатский





Учурская впадина

Омнинское поднятие



ломочные известняки и доломиты; 9 - строматолитовые известняки и доломиты (строматолиты: а - столбчатые, б - пластовые); 10 - алевролиты; 11 - аргиллиты; 12 - песчаники, преимущественно: а - кварцевые, б - полевошпат-кварцевые; 13 - бокситоносная кора выветривания; 14 - подошва нижнего рифея, 15 подошва среднего рифея, 16 - подошва верхнего рифея, 17 - подошва терминального рифея, 18 - подошва кембрия; 19-21 - линии сопоставления: 19 - серий, 20 - свит, 21 - подсвит; 22 важнейшие фациальные изменения; 23 - изотопный состав глауконита, в млн. лет; 24 - дорифейские породы. Латинские индексы свиты: gn - гонамская; ом - омахтинская; tl - талынская; sv светлинская; tt - тоттинская (местные свиты внутри тоттинской:

ская, 30 - ципандинская, 31 - нерюенская и игниканская нерасчлененные, 32 - кандыкская, 33 - устькирбинская, 34 - нижнепротерозойские - верхнерифейские породы Ингилийской структуры; 35 - границы свит в доюдомском (а) и современном (б) срезах, 36 - границы области глубокого погружения юдомской свиты (а) и области отсутствия юдомской свиты в современном срезе (б), 37 - восточная граница развития учурской серии на Учуро-Майской плите, 38 - западная граница развития аимчанской серии. Буквы на схеме: АШ - Алданский щит; УВ - Учурская впадина; ОП - Омнинское поднятие; МВ - Майская впадина; ЮМП - Юдомо-Майский прогиб. II - схема размещения разрезов: 39 - положение серий разрезов, послуживших основой для составления стратиграфических колонок

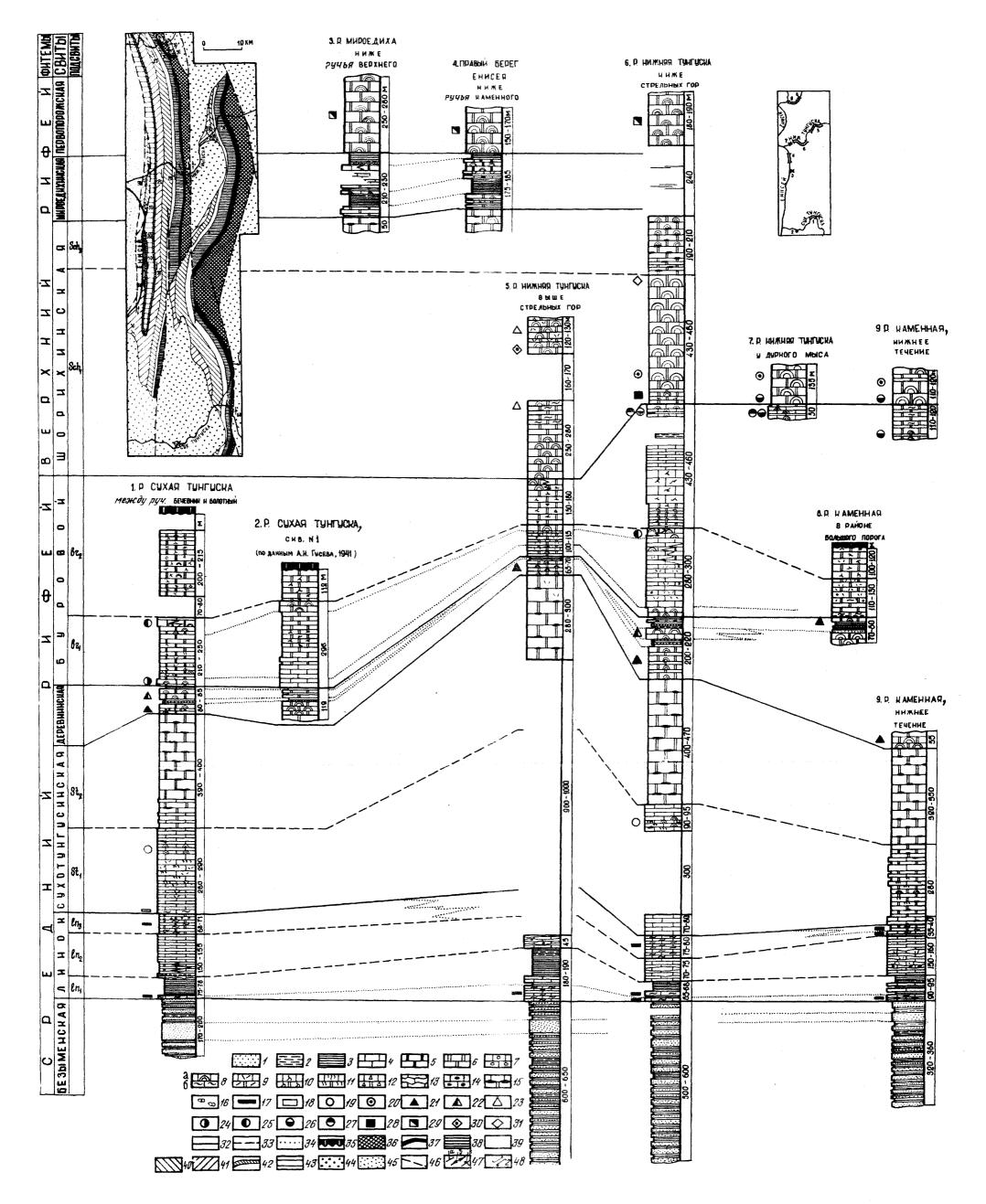


Рис. 16. Схема сопоставления разрезов средне— и верхнерифейских отложений и геологическая схема Туруханского района (по данным Вл. А. Комара, С.Н. Серебрякова и А.А. Ануфриева с использованием материалов Красноярского территориального геологического управления и ВСЕГЕИ)

1 - песчаники; 2 - алевролиты; 3 - аргиллиты; 4 - известняки; 5 - доломитизированные известняки; 6 - доломиты; 7-12 - известняки и доломиты; 7 - микрофитолитовые, 8 - строматолитовые (строматолиты: а - столбчатые, 6 - пластовые), 9 - обломочные, 10 - с "бурундучковой" текстурой, 11 - с трещинами диагенетического усыхания, 12 - брекчированные; 13 - известняки с узловатой текстурой; 14 - карбонатные гальки в известняках; 15 - стяжения и линзы кремней; 16 - карбонатные конкреции; 17-31 - строматолиты: 17 - Malginella malgica Kom. et Semikh., 18 - M. zipandica Kom., 19 - Tungussia, Baicalia и Stratifera с микроструктурой, описанной для T. nodosa Semikh. и В. prima Semikh. 20 - T. confusa Semikh., 21 - Conophyton, Jacutophyton, Bai-

сайга, Colonnella и Stratifera с микроструктурами, описанными для Соп. те-tula Kir., В. lacera Semikh., В. ingilensis Nuzhn., Minjaria sakharica Kom., 22 — Jacutophyton, Baicalia, Colonnella с микроструктурой, описанной для Соп. lituns Masl., 23 — Jacutophyton sp., 24 — Baicalia sp.1, 25 — В. sp. 2, 26 — В. lacera Semikh., 27 — В. rarc Semikh., 28 — Inzeria confragosa (Semikh.), 29 — In. nimbifera (Semikh.) и In. tjomusi Kryl., 30 — Minjaria uralica Kryl., 31 — Сутпововен sp.; 32—34 — лини сопоставления: 32 — свит; 33 — подсвит, 34 — толы и пачек; 35 — отложения платоновской свиты; 36—47 — только на геоломической схеме: 36—43 — свиты: 36 — безыменская, 37 — Линок, 38 — сухотунгусинская, 39 — деревниская, 40 — Буровой, 41 — шорихинская, 42 — мироедихинская, 43 — первопорожская, 44 — терминальный рифей — нижний налеозой, 45 — мезозой и кайнозой, 46 — разломы, 47 — элементы залегания (а — наклонного, б — вертикального, в — запрокинутого); 48 — положение разрезов на схеме их размецения