

М.Е. РААБЕН

ВЕРХНИЙ
РИФЕЙ
КАК ЕДИНИЦА
ОБЩЕЙ
СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ
ШКАЛЫ

M. E. RAABEN

THE UPPER RIPHEAN
AS A UNIT
OF THE GENERAL
STRATIGRAPHIC
SCALE

Transactions, vol. 273



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»
MOSCOW
1975

М. Е. РААБЕН

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ
КАК ЕДИНИЦА
ОБЩЕЙ
СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ
ШКАЛЫ

Труды, вып. 273



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1975

Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы.

Раабен М. Е. М., «Наука», 1975.

В монографии освещены принципы построения стратиграфической шкалы позднего докембрия, дано обоснование выделения верхнего рифея как самостоятельной крупной единицы шкалы и рассмотрен вопрос о его рубежах и ранге. Намечено общее расчленение верхнего рифея на биостратиграфической основе и охарактеризованы комплексы органических остатков. Дан обзор основных опорных разрезов верхнего рифея в Советском Союзе и за рубежом, их анализ и корреляция.

Монография представляет интерес для широкого круга стратиграфов и геологов общего профиля.

Табл. 17. Иллюстраций 61. Библ. 479 назв.

Редакционная коллегия

академик *А. В. Пейве* (главный редактор)

академик *В. В. Меннер, В. Г. Гербова, П. П. Тимофеев*

Ответственный редактор

В. В. Меннер

Editorial board

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-chief)

Academician *V. V. Menner, V. G. Gerbova, P. P. Timofeev*

Responsible editor

V. V. Menner

ВВЕДЕНИЕ

В международной стратиграфической шкале докембрия нет узаконенных единиц, кроме самого докембрия. Разработка проблемы его общих подразделений является одной из важнейших задач современной геологии.

Эта проблема своей практической стороной тесно связана с богатейшим комплексом полезных ископаемых, приуроченных к породам допалеозойского возраста. Ее актуальность подчеркнута как нельзя лучше возникновением в межведомственных отечественных организациях, а также в международных и в национальных геологических организациях различных стран постоянно действующих комиссий или подкомиссий по стратиграфии докембрия, а в рамках академий, университетов, министерств и геологических служб — исследовательских коллективов для разработки различных аспектов этой проблемы.

Стратиграфия верхнего докембрия является одним из главных направлений исследований Геологического института Академии наук СССР, с тех пор как Н. С. Шатский установил самостоятельность рифейского этапа геологической истории. Схема подразделения рифея СССР на биостратиграфической основе, которую разрабатывает в течение ряда лет группа сотрудников института под руководством Б. М. Келлера, известна достаточно широко. Поставленные в Геологическом институте Н. С. Шатским, В. В. Меннером и Б. М. Келлером исследования по биостратиграфии рифея продолжают и в настоящее время. Аналогичные работы проводятся сейчас в различных институтах Академии наук, Министерств геологии, нефтяной и газовой промышленности и университетах в Москве, Ленинграде, Новосибирске, Якутске, Свердловске, Иркутске и в других городах Советского Союза, а также за рубежом, особенно во Франции, Индии, Австралии, Канаде и Соединенных Штатах Америки.

В рамках общей проблемы стратиграфии верхнего докембрия стоят вопросы стратиграфии верхнего рифея, составляющие содержание настоящей работы.

Верхний рифей — самое большое из подразделений верхнего докембрия по своей длительности. Оно одновременно является и самым богатым в палеонтологическом отношении, намного превосходя более древние части рифея разнообразием комплексов руководящих групп водорослевой проблематики — строматолитов и микрофитолитов. На его примере представляется возможным проверить глобальное распространение таких комплексов, выяснить перспективы более дробного расчленения подразделений верхнего докембрия и поставить вопрос о возможной степени детализации его шкалы на основе строматолитов и микрофитолитов.

В основу работы легли исследования стратиграфии и строматолитовых комплексов, проведенные автором в различных областях развития верхнего рифея. Начатые на п-ове Канин (1959 г.) и Полюдовом кряже (1961 г.), они затем были распространены на Южный Урал (1961—1964 гг.), а позднее (1966, 1967 гг.) — на архипелаг Шпицберген и

о. Медвежий. Автору удалось также изучить некоторые разрезы спарамита Норвегии, торридона, далредия и чарния Великобритании и познакомиться с коллекциями строматолитов верхнего докембрия Северной Африки.

Изучение материалов по перечисленным областям легло в основу той схемы расчленения верхнего рифея, которая принята в настоящей работе. Большое значение для ее разработки имело детальное исследование другой важной для рифея группы органических остатков — микрофитоцитов, которое проводилось параллельно в тех же опорных разрезах В. Е. Забродиныным, что позволяло контролировать полученные выводы.

Непосредственный контакт с А. И. Тугариновым, Г. А. Казаковым и М. А. Гаррис на протяжении всех лет работы позволял контролировать биостратиграфические результаты независимым методом радиоизотопного анализа.

Разработку темы нельзя было бы осуществить с должной полнотой, если бы в распоряжении автора не было обширного сравнительного материала, полученного по разрезам рифея Сибири товарищами по Лаборатории стратиграфии и геохронологии верхнего докембрия ГИН АН СССР — З. А. Журавлевой, В. А. Комаром, И. Н. Крыловым, С. В. Нужновым, М. А. Семихатовым, С. Н. Серебряковым, которые не только охотно представляли для просмотра, сравнения и переизучения коллекционный материал, но и делились новыми данными и ценными соображениями по различным аспектам разрабатываемой темы.

Большой интерес для разработки темы представило изучение коллекций строматолитов из верхнего рифея различных районов Северо-Востока Европейской части СССР, собранных В. Г. Гецеком, В. С. Журавлевым, О. С. Кочетковым; К. А. Львовым, Б. А. Мальковым, М. И. Осадчуком, В. Н. Пучковым, М. В. Фишманом, И. П. Черной, В. Г. Черным и другими исследователями.

При работе над зарубежными разрезами и коллекциями большое значение имела дружеская помощь в решении и научных и организационных вопросов, оказанная Ж. Бертран, Н. П. Головановым, В. В. Кирсановым, Ю. А. Лаврушиным, М. Лесерлендом, Н. Н. Меньшиковым, А. Д. Стюартом, М. Уитекером, Б. В. Харландом, А. Г. Хейнцем, С. Шезетом и другими русскими и зарубежными коллегами. Очень большое значение на протяжении всей разработки темы имело обсуждение ряда как общеметодических, так и конкретных вопросов с В. В. Меннером, Б. М. Келлером, И. Е. Постниковой, И. К. Королюк, В. В. Миссаржевским, А. Ю. Розановым, Н. М. Чумаковым.

Автор приносит свою искреннюю и глубокую благодарность всем упомянутым выше исследователям.

Глава первая

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ОБЩЕЙ ШКАЛЫ ДОКЕМБРИЯ

Проблема докембрия никогда еще не стояла перед геологами всего мира с такой остротой, как в настоящее время. Свидетельством этому служит появление за относительно короткий период огромного числа работ, посвященных различным ее аспектам. Во многих из них прямо или косвенно затронуты вопросы построения общей шкалы докембрия. Задача эта, однако, еще далека от своего окончательного разрешения. Как мы уже заметили, на огромном допалеозойском отрезке стратиграфической шкалы единственной общепризнанной и узаконенной единицей является просто докембрий. Все подчиненные ему подразделения рассматриваются международными геологическими организациями лишь как единицы региональных шкал более или менее широкого распространения.

Подходя к проблеме шкалы докембрия, исследователи сталкиваются прежде всего с самыми общими ее аспектами — с вопросами о принципе построения такой шкалы, о ее соотношении с хорошо разработанной шкалой фанерозоя, о характере и ранге единиц докембрийской шкалы, о выборе рубежей этапов геологического развития, которым эти единицы отвечают, о методах их синхронизации и о пределах применимости того или иного метода.

Многие из этих вопросов, особенно вопросы ранга подразделений общей шкалы докембрия, встали в основном после того, как с полной очевидностью выяснилась колоссальная продолжительность докембрийского этапа развития Земли. В конце XIX в. возраст Земли оценивался цифрами порядка 100 млн лет, причем предполагалось, что большая часть этого интервала приходится на фанерозой (Harland *а. о.*, 1966). Первые данные радиохронологии, показавшие, что возраст некоторых докембрийских толщ превышает 1,5 млрд лет, были встречены с глубочайшим недоверием (Холмс, 1967). Концепция огромной продолжительности докембрия лишь постепенно пробивала себе путь в течение последующих десятилетий. К 30—40-м годам относятся первые попытки конкретизировать представление о неадекватности одноименных подразделений существующей общей геохронологической шкалы, ввести в нее единицы, более крупные, чем группы (Chadwick, 1930 г.; Stille, 1944; Шатский, 1945), и наметить истинные масштабы геологического времени (Kobayashi, 1944а, б).

В последующие годы эти масштабы определились окончательно, и выяснилась насыщенность докембрия тектоническими событиями.

На этой основе и встали те проблемы, о которых мы говорили выше. Эволюция органического мира перестала быть единственным критерием общей периодизации истории Земли, и на первое место выдвинулись тектоно-исторические события. В оценке их относительного значения огромная и, пожалуй, ведущая роль придается сейчас «абсолютной» длительности тех или иных этапов, определяемых такими событиями.

Хотя сейчас и очевидно, что фанерозой не только не исчерпывает геохронологическую и, соответственно, стратиграфическую шкалу, но составляет лишь небольшую ее часть, все же значение фанерозойской

о. Медвежий. Автору удалось также изучить некоторые разрезы спарамита Норвегии, торридона, далредия и чарния Великобритании и познакомиться с коллекциями строматолитов верхнего докембрия Северной Африки.

Изучение материалов по перечисленным областям легло в основу той схемы расчленения верхнего рифея, которая принята в настоящей работе. Большое значение для ее разработки имело детальное исследование другой важной для рифея группы органических остатков — микрофитолитов, которое проводилось параллельно в тех же опорных разрезах В. Е. Забродины, что позволяло контролировать полученные выводы.

Непосредственный контакт с А. И. Тугариновым, Г. А. Казаковым и М. А. Гаррис на протяжении всех лет работы позволял контролировать биостратиграфические результаты независимым методом радиоизотопного анализа.

Разработку темы нельзя было бы осуществить с должной полнотой, если бы в распоряжении автора не было обширного сравнительного материала, полученного по разрезам рифея Сибири товарищами по Лаборатории стратиграфии и геохронологии верхнего докембрия ГИН АН СССР — З. А. Журавлевой, В. А. Комаром, И. Н. Крыловым, С. В. Нужповым, М. А. Семихатовым, С. Н. Серебряковым, которые не только охотно представляли для просмотра, сравнения и переизучения коллекционный материал, но и делились новыми данными и ценными соображениями по различным аспектам разрабатываемой темы.

Большой интерес для разработки темы представило изучение коллекций строматолитов из верхнего рифея различных районов Северо-Востока Европейской части СССР, собранных В. Г. Гецеком, В. С. Журавлевым, О. С. Кочетковым; К. А. Львовым, Б. А. Мальковым, М. И. Осадчуком, В. Н. Пучковым, М. В. Фишманом, И. П. Черной, В. Г. Черным и другими исследователями.

При работе над зарубежными разрезами и коллекциями большое значение имела дружеская помощь в решении и научных и организационных вопросов, оказанная Ж. Бертран, Н. П. Головановым, В. В. Кирсановым, Ю. А. Лаврушиным, М. Лесерлендом, Н. Н. Меньшиковым, А. Д. Стюартом, М. Уитекером, Б. В. Харландом, А. Г. Хейнцем, С. Шезетом и другими русокиими и зарубежными коллегами. Очень большое значение на протяжении всей разработки темы имело обсуждение ряда как общеметодических, так и конкретных вопросов с В. В. Меннером, Б. М. Келлером, И. Е. Постниковой, И. К. Королюк, В. В. Миссаржевским, А. Ю. Розановым, Н. М. Чумаковым.

Автор приносит свою искреннюю и глубокую благодарность всем упомянутым выше исследователям.

Глава первая

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ОБЩЕЙ ШКАЛЫ ДОКЕМБРИЯ

Проблема докембрия никогда еще не стояла перед геологами всего мира с такой остротой, как в настоящее время. Свидетельством этому служит появление за относительно короткий период огромного числа работ, посвященных различным ее аспектам. Во многих из них прямо или косвенно затронуты вопросы построения общей шкалы докембрия. Задача эта, однако, еще далека от своего окончательного разрешения. Как мы уже заметили, на огромном допалеозойском отрезке стратиграфической шкалы единственной общепризнанной и узаконенной единицей является просто докембрий. Все подчиненные ему подразделения рассматриваются международными геологическими организациями лишь как единицы региональных шкал более или менее широкого распространения.

Подходя к проблеме шкалы докембрия, исследователи сталкиваются прежде всего с самыми общими ее аспектами — с вопросами о принципе построения такой шкалы, о ее соотношении с хорошо разработанной шкалой фанерозоя, о характере и ранге единиц докембрийской шкалы, о выборе рубежей этапов геологического развития, которым эти единицы отвечают, о методах их синхронизации и о пределах применимости того или иного метода.

Многие из этих вопросов, особенно вопросы ранга подразделений общей шкалы докембрия, встали в основном после того, как с полной очевидностью выяснилась колоссальная продолжительность докембрийского этапа развития Земли. В конце XIX в. возраст Земли оценивался цифрами порядка 100 млн лет, причем предполагалось, что большая часть этого интервала приходится на фанерозой (Harland a. o., 1966). Первые данные радиохронологии, показавшие, что возраст некоторых докембрийских толщ превышает 1,5 млрд лет, были встречены с глубочайшим недоверием (Холмс, 1967). Концепция огромной продолжительности докембрия лишь постепенно пробивала себе путь в течение последующих десятилетий. К 30—40-м годам относятся первые попытки конкретизировать представление о неадекватности одноименных подразделений существующей общей геохронологической шкалы, ввести в нее единицы, более крупные, чем группы (Chadwick, 1930 г.; Stille, 1944; Шатский, 1945), и наметить истинные масштабы геологического времени (Kobayashi, 1944a, б).

В последующие годы эти масштабы определились окончательно, и выяснилась насыщенность докембрия тектоническими событиями.

На этой основе и встали те проблемы, о которых мы говорили выше. Эволюция органического мира перестала быть единственным критерием общей периодизации истории Земли, и на первое место выдвинулись тектоно-исторические события. В оценке их относительного значения огромная и, пожалуй, ведущая роль придается сейчас «абсолютной» длительности тех или иных этапов, определяемых такими событиями.

Хотя сейчас и очевидно, что фанерозой не только не исчерпывает геохронологическую и, соответственно, стратиграфическую шкалу, но составляет лишь небольшую ее часть, все же значение фанерозойской

шкалы остается огромным. Именно она является эталоном, к которому приходится обращаться для установления соотношения биоисторических и тектоно-исторических событий, ранга стратиграфических подразделений и пределов применимости тех или иных методов их синхронизации.

Общий принцип построения большинства шкал докембрия и шкалы фанерозоя един, в том смысле, что в основе их лежит естественная периодизация истории Земли, а подразделения отвечают интервалам относительного или геологического времени.

Правда, некоторое время тому назад быстрые успехи абсолютной радиохронологии вызвали к жизни идею создания шкалы докембрия, целиком опирающейся на «физическое» время. Ее единицами должны были являться условные равновеликие интервалы абсолютного времени. Предлагались шкалы с подразделениями, отвечающими 1000 млн лет («гигагод»-*gygayeag-Gyr.*), 100 млн лет («мегавек»-*megacentury*), 300 или 500 млн лет, 400 млн лет и т. д. (Rankama, 1955; McDougall A. O., 1965; Боровиков, Спизарский, 1965; Trendall, 1966; Welin, 1966; Goldich, 1968). Будь такая шкала принята для докембрия, она кардинально отличалась бы от шкалы фанерозоя. Однако идея ее создания не приобрела особой популярности и подверглась резкой и вполне обоснованной критике (Косыгин, 1969; Соколов, 1971; и др.).

В зарубежной литературе эта идея получила одно время довольно широкое распространение, но сейчас увлечение ею, по-видимому, также проходит. Это связано отчасти с теми трудностями, которые возникают в ряде случаев при геологической интерпретации датировок радиометрического возраста (Обручев, 1964; Салоп, 1970; и др.). Но главное, как заметил недавно автор одного из первых проектов шкал докембрия такого типа, их условные подразделения в сущности были бы лишены геологического смысла (Rankama, 1970a). Во всяком случае, они не могли бы служить тому, что справедливо считается одной из основных целей стратиграфии — созданию «единой для всего земного шара естественной шкалы относительной геологической хронологии, т. е. единой системы периодизации истории Земли» (Стратиграфическая классификация..., 1965).

Общность основного принципа построения шкал докембрия и фанерозоя обуславливает теоретическую возможность создания полной геохронологической, а тем самым и стратиграфической шкалы на единой основе. Ее создание предполагает, однако, выделение в докембрии и в фанерозое адекватной иерархической системы стратиграфических подразделений различного ранга. Сейчас эта задача еще не может считаться разрешенной, и практическая разница между фанерозойской шкалой и любой из схем расчленения докембрия кажется разительной.

«Границы геохронологических подразделений фанерозоя... обоснованы блестящим опытом полуторасотлетнего развития палеонтологического метода, позволившего выяснить положение рубежей между условно принятыми эрами, периодами, эпохами и т. д., отражающими большие и малые этапы эволюции органического мира.Совершенно иначе обстоит дело с разработкой геохронологической шкалы докембрия. Бедность органическими остатками отложений этого возраста, за исключением позднего докембрия (рифей), с самого начала поставила перед исследователями в новом свете проблему выбора рубежей, опорных для построения шкалы...» (Меннер, Штрейс, 1971, стр. 300). По замечанию авторов цитированной работы, в подавляющем большинстве геохронологических построений выбор пал на эпохи складчатости, или тектоно-магматические эпохи; их нередко называют также эпохами тектоно-магматической активности или эпохами диастрофизма (Хаин, 1970).

Большая часть широко вошедших в литературу и ставших традиционными подразделений докембрия по существу установлена на геотектонической основе. Это относится прежде всего к самым давним, но прочно еще сохраняющимся в практике единицам — архею и протерозою.

Архей и протерозой. Как отмечено в Стратиграфическом кодексе СССР, «соотношение между двумя древнейшими группами, архейской и протерозойской, устанавливается прежде всего на основании их структурно-геологических особенностей, относительного развития пород осадочного и магматического происхождения, распространения явлений регионального метаморфизма и его интенсивности и явлений гранитизации.» (Стратиграфическая классификация..., 1965, стр. 28). И в самый момент их выделения, и долгое время спустя толщи докембрия относили к архею или к протерозою, исходя из степени их метаморфизма и особенностей магматизма (Меннер, 1960; Яншин, 1960; Harland, 1968). В основе их выделения лежали, таким образом, критерии, связанные с тектоно-магматическими событиями, правда, выраженные через свойства и особенности самих толщ.

Это можно видеть на примере выделения протерозойской группы, типом которой послужили серии Гурон и Квино Канадского щита. Эта группа в типовом разрезе включала мощные и разнообразно построенные толщи, от отложений глубокого докембрия с нижним пределом абсолютного возраста в 2500 млн лет, до подошвы кембрийской системы (Келлер, 1964а). В ее составе предлагалось выделять «любые осадочные формации, залегающие между археем и кембрием» (Emmons, 1888 г.).

Палеонтологические критерии не играли практической роли в определении групп докембрия. Однако в названиях групп, в терминах «протерозой» и археозой», как и в редко употребляемых теперь названиях «азой» (Murchison a. o., 1845; и др.), «эозой» (Lowson, 1916; и др.), «агнатозой» (Irving, 1887) и, наконец, в термине «криптозой» отчетливо сквозит стремление отразить эволюцию органического мира и сблизить по принципу выделения единицы докембрия с единицами последокембрийской шкалы. По существу, хотя находки ископаемых в докембрии отмечались еще в прошлом столетии (Hall, 1847, 1852; Эйхвальд, 1864; Cayeux, 1894; Sederholmes, 1899; Walcott, 1899; и др.), применение этих терминов создавало лишь иллюзию существования биостратиграфических подразделений в древнейшей части стратиграфической шкалы.

Тем не менее архей и протерозой оказались самыми живучими из общих подразделений шкалы докембрия. Архейская и протерозойская группы до сих пор еще сохранились в шкале, принятой в СССР. В отечественной и в зарубежной литературе не раз высказывалось мнение, что они фактически потеряли смысл. В. В. Меннер заметил, что они являются по сути дела анахронизмом (Меннер, 1960; и др.); К. Ранкама (Rankama, 1970б) выразительно назвал их «сорняками в саду пород докембрия». Несомненно, главной причиной критики, которой подверглись архей и протерозой, явилось то, что практические критерии их выделения не давали возможности однозначно устанавливать их не только в планетарном масштабе, но даже в пределах отдельных континентов. Стратиграфический объем этих подразделений оказался поэтому крайне неопределенным.

Это относится не в меньшей степени и ко многим другим крупным подразделениям докембрия, которые предлагались в качестве единиц общей стратиграфической шкалы, таким как лаврентий, онтарий, свионий, гурон, карелий, альгонк, а также синий, гренландий и т. д. Эти подразделения теснее связаны с определенными стратотипическими сериями, и эта связь более или менее четко обозначилась в их названиях.

Последнее, как представляется, в значительной степени препятствовало их мировому распространению. Хотя в них и вкладывался временной смысл, соответствующий отрезок геохронологической шкалы, вольно или невольно, рассматривался как время отложения той или иной конкретной серии. отождествлять с ней другие серии в удаленных регионах, и особенно на других континентах казалось более рискованным, чем отнести такие серии к «эре первичной жизни», «эре зарождения жизни» или даже к эокембрию. Последнее не предполагало полного торжества различных серий, включаемых в состав единицы, обозначенной более отвлеченным и общим термином. Большую роль играла здесь и концепция очень длительных планетарных перерывов, разделяющих архей, протерозой и палеозой. В интервал между такими перерывами естественно было помещать различные серии, не ставя при этом условия их полной синхронности.

Альгонк. Некоторые из названных подразделений получали широкое распространение за пределами типовых регионов. При этом они, как правило, теряли четкость и нередко оказывались выделенными в объеме, отличном от первоначального. Все это хорошо видно на примере альгонка, история выделения и последующих трансформаций которого в пределах Северо-Американского континента рассмотрена в ряде работ (Stille, 1958; Келлер, 1964а, 1968; Семихатов, 1966; и др.). Первоначально альгонк был выделен на Канадском щите на основе серии Кивино области Великих озер (Walcott, 1889). Он отвечал, таким образом, лишь верхней части протерозоя (Келлер, 1964а). Впоследствии его объем был расширен: в стратотипе в него был включен весь гурон, так что альгонк стал синонимом протерозоя (Walcott, 1899). А. Лоусон (Lowson, 1916) выделял альгонк в составе серий Анимики и Кивино, проводя его нижнюю границу внутри гурона. При этом он поднимал верхний рубеж архея до подошвы серии Анимики, т. е. опять-таки фактически отождествлял альгонк с протерозоем, или «эозоем», как он его предложил называть.

Таким образом, на Канадском щите, где был выделен альгонк, объем его неоднократно изменялся, а репутация, по выражению К. Ранкама, постепенно падала. Альгонк не фигурирует в настоящее время в составе общих шкал стран Северной Америки. Интересно, что Геологическая служба Канады вообще отказалась от системы наименований единиц общей шкалы, связанной со стратотипами, протерозойский эон подразделен на три эры, названные «афебием», «хеликием» и «гадринием». Эти греческие термины обозначают различные стадии зрелости человека.

Выйдя из употребления у себя на родине, термин «альгонк» все еще удерживается в Центральной Европе, в Африке и в Индии (Rankama, 1970б). Такое парадоксальное на первый взгляд явление, вероятно, объясняется тем, что вне пределов Северной Америки он чаще воспринимался отвлеченно, как синоним протерозоя.

Г. Штилле (Stille, 1944, 1958) применял термин «альгонк» для обозначения своего верхнего докембрия («докембрия С»). Впрочем, отчетливо представляя себе его неоднозначность, он предлагал одно время для докембрия С «индифферентный» термин «белто-иотний», в чисто временном отношении совершенно равнозначный понятию «альгонкий» в трактовке А. Лоусона (Штилле, 1968, стр. 8).

К выделению альгонка, или «докембрия С», а также более древних подразделений — среднего докембрия (докембрия В) и нижнего докембрия (докембрия А) Г. Штилле подошел с четко выраженных тектонических позиций. «Между этими тремя отделами докембрия, как известно, произошли два, вероятно наиболее интенсивных в истории Земли орогенеза, сопровождающихся гигантскими интрузиями. Это лаврентьевская складчатость Америки (свекофенская или свионейская складчатость Балтийского щита), которая произошла между докембрием А и докемб-

рием В, около 1100 млн лет назад, и альгомская складчатость Америки (карельская фаза Финляндии), свершившаяся между докембрием В и докембрием С» (Штилле, 1968, стр. 5). «Альгомская революция должна считаться *fundamentum divisionis* между докембрием В и докембрием С, так же как ранее.. лаврентьевская революция была главным разделом между докембрием В и докембрием А» (там же, стр. 8).

Приняв альгонк в понимании А. Лоусона, Г. Штилле отрицал его термин «эозой». «Эозой» («протерозой») — хронологический аналог альгонкиа... является понятием, связанным с историей развития жизни на Земле. Но в настоящее время уже нельзя предполагать, что органическая жизнь возникла на Земле лишь на пороге «эозоя» (там же, стр. 10). Стратиграфическое понятие «альгонк» параллелизовалось с геотектоническим понятием «ассинтская эра». Особое значение Г. Штилле придавал позднедокембрийской ассинтской, т. е. байкальской складчатости, отграничивающей, по его представлению, докембрий от палеозоя. Считая ее планетарной, он, однако, заметил, что в ряде регионов «позднеальгонская складчатость даже в ослабленном виде не проявилась, и под толщами с нижнекембрийской фауной залегают часто весьма мощные серии пород. Такие серии называют «эокембрием»..., а также инфракембрием» (Stille, 1958; Штилле, 1968, стр. 10). Г. Штилле относил эти серии к позднему альгонку, проводя подошву кембрия (и палеозоя) «по первому слою, содержащему фауну».

На основе немых, слабо метаморфизованных серий, тесно связанных в структурном и литологическом отношении с палеозоем, но залегающих ниже кембрия, ко времени написания цитированной работы, кроме упомянутых Г. Штилле эокембрия и инфракембрия, были выделены и другие хроностратиграфические единицы — гренландий, гиперборей, синий.

Эокембрий. В Западной Европе особенно широкое распространение получил термин «эокембрий». Он был предложен В. Бреггером (Brögger, 1900) как хронологический эквивалент спарагмитовых серий, называвшихся часто просто спарагмитом, или спарагмитовой системой. Самый термин «спарагмит» был введен в 1829 г. для слабо метаморфизованных обломочных аркозовых пород района Эстердален Южной Норвегии Е. Эсмарком, который вкладывал в него только литологический смысл. Т. Кьерульф (Kjerulf, 1860) выделил спарагмитовую формацию как стратиграфическое подразделение — нижний ярус нижнего палеозоя — в разрезе района Осло. Он датировал его сначала кембрием, а затем подразделил на две части, из которых нижнюю, включающую различного типа спарагмиты и известняки Бири, отнес к «азою», а верхнюю — кварциты и песчаники — к кембрию. В дальнейшем объем спарагмитовой формации нередко сужали, исключая из нее часть верхних горизонтов, в том числе даже известняки Бири (Munster, 1901), или расширяли, относя к ней, например, песчаники Дала (O. Holtedal, 1961).

В. Бреггер (Brögger, 1900) включал в эокембрий всю спарагмитовую серию в понимании Т. Кьерульфа. Эокембрий представлялся ему особым древнейшим подразделением кембрия. Позднее многие норвежские геологи употребляли этот термин в том же смысле. Так сделал и У. Холтедаль в своем капитальном труде по геологии Норвегии (Holtedal, 1953). Эокембрий и сейчас понимается именно как начало кембрия. Однако к нему нередко относят только часть спарагмита. В 1956 г. на специальном симпозиуме скандинавскими геологами было решено относить к эокембрию «время от начала субкембрийского оледенения, представленного нижним тиллитом Финмаркена, до появления нижнекембрийских руководящих ископаемых» (Holtedal, 1961, стр. 37).

Изменение объема эокембрия было связано не только с представлением о раннекембрийском возрасте великого оледенения рубежа протерозоя и палеозоя. Будучи частью кембрийской системы, эокембрий мог рассматриваться лишь как единица низшего ранга. Объем же спарагми-

товой серии в стратотипе представлялся слишком значительным для рамок такого подразделения (Holtedal, 1961). Во избежание неоднозначности термина, Б. Асклунд предлагал заменить эокембрий s. s. названием «вареджий» (варягий). О. Куллинг еще более ограничивал объем эокембрия. Он проводил его нижний рубеж в стратотипе по кровле тиллитовых толщ.

Наряду с таким, или еще более узким, у скандинавских геологов осталось в ходу и старое, широкое понимание эокембрия (Докембрий Скандинавии, 1967; Gee, 1972).

Поскольку эокембрий «с формальной точки зрения должен означать самые низы кембрия» (Holtedal, 1961, стр. 37), многие исследователи не принимали этого термина в качестве синонима спарагмита, так как настаивали на докембрийском возрасте этих серий (Werenskiold, 1911; Vogt, 1924; и др.).

Гиперборей и гренландий. И. Седерхольм в 1932 г. предложил для спарагмитовых серий и их аналогов термин «гиперборей». В составе докембрия Скандинавии он выделял четыре крупные цикла осадконакопления: катархей, или свионийские отложения; «более молодой архей», в который были включены ботний, лаппоний и ладожская серия Карелии; ятулий и связанные с ним породы карельского цикла; иотний и связанные с ним докембрийские диабазы и граниты Раппакиви. Кроме того, писал он, «имеются некоторые осадочные формации неясного возраста, вероятно, или возможно докембрийские — песчаники Висингсе оз. Веттерн в Швеции, затем большая часть так называемых спарагмитов в районах к северо-востоку от Осло в Норвегии и Швеции, которые, по-видимому, древнее, чем слои с *Olenellus*, а также формация Гайсса, содержащая интереснейшие тиллиты, и формация Райпас Северной Норвегии.... Их называли спарагмитовыми сериями, но это название, будучи стратиграфическим термином, носит предварительный характер. Имея в виду распространение этой серии Ultima Tule и ледниковый характер некоторых отложений, автор предлагает название «гиперборей» (Sederholm, 1932, стр. 26).

И. Седерхольм резко подчеркивал важность тектонического подхода к расчленению докембрия. Он прямо указывал, что «классификация докембрия основывается главным образом на соотношениях супракрустальных (т. е. осадочных и эффузивных) пород с эпохами диастрофизма» (Sederholm, 1932, стр. 7), и считал введение тектонических методов величайшим достижением геологии. Гиперборейские отложения он безоговорочно относил к палеозойскому циклу осадконакопления. В то же время он считал их докембрийскими и тем самым практически отдал предпочтение биостратиграфическому критерию над тектоническим при проведении нижней границы палеозоя; так же поступал Г. Штилле, а как мы увидим ниже, и А. Грабау.

И. Седерхольм не оговорил ранга гиперборей, но в литературе можно найти название «гиперборейская система», а также «спарагмитовая система» (Holtedal, 1953; Шатский, 1960; и др.). В поздних работах У. Хольтедаля иногда используется выражение «спарагмитовая группа» (Holtedal, 1961) для стратиграфических аналогов гиперборей. Однако группа здесь, по-видимому, употребляется лишь в смысле надсерии: в нее включены как дотиллитовая часть спарагмита — «эсмаркий», так и эокембрий, который У. Хольтедаль относил к палеозойской группе, считая тиллиты наилучшим коррелятивом для установления подошвы кембрия на всем земном шаре (Holtedal, 1961; и др.).

Термин «гиперборей» получил некоторое распространение в нашей литературе, преимущественно в применении к верхнедокембрийским слабо метаморфизованным толщам севера Европейской части СССР, и особенно — мурманского побережья (Полканов, 1934; Беккер, Негруца и др., 1970; и др.).

Б. М. Келлер и М. А. Семихатов (1968) предложили употреблять термин «гиперборей» для обозначения совокупности двух фитем — каратавия и венда, т. е. верхнего рифея в том широком смысле, как понимает его автор (Раабен, 1967 и др.). Однако вопрос о хроностратиграфическом объеме гиперборея прямо связан с вопросом о нижней границе спаргамитовых серий Южной Норвегии. Последний далеко неясен, и основание этих серий может оказаться как значительно древнее, так и моложе, чем подошва каратауской серии рифея.

Меньшее распространение, чем гиперборей, получил термин «гренландий», предложенный двумя годами раньше Л. Кохом (Koch, 1930). Некоторые исследователи рассматривают оба термина как синонимы (Holtedal, 1961). Гренландий обозначал время образования мощной серии Элеонора-бей, развитой в области заливов системы Франц-Иосиф-фьорда северо-восточной Гренландии. Л. Кох рассматривал гренландий как подразделение общей шкалы докембрия — «самый молодой период позднего альгонка, т. е. период, за которым сразу последовал кембрий» и который начался сразу после того, как сформировалась великая поверхность денудации на древних щитах (Katz, 1952). Кроме стратотипической серии Элеонора-бей, Л. Кох отнес к гренландию серию Петерманн, а также формацию Туле Земли Инглфилда и мыса Парк, которую считал аналогом части серии Элеонора-бей. Позже он выделял формацию Туле как нижний, а серию Элеонора-бей — как верхний гренландий.

Л. Френкл также рассматривал гренландий как общее хроностратиграфическое подразделение (Frenkl, 1954) и относил к нему спаргамит Норвегии, торридон Шотландии, исключая, однако, из его состава группу Туле. Все же как общее стратиграфическое подразделение гренландий не получил сколько-нибудь широкого применения. Х. Катц, автор великолепных, очень детальных работ по стратиграфии серии Элеонора-бей, признавал за гренландием лишь местное значение, не считая его пригодным для хроностратиграфической корреляции. В частности, он отметил, что, хотя гренландий неоднократно сопоставлялся со спаргамитом Норвегии, синхронизация нижней границы обоих подразделений ничем не доказана (Katz, 1961).

Основную роль в выделении гренландия сыграли соображения тектонического характера — прежде всего, представление о крупнейшем перерыве, периоде пенепленизации, отделяющем гренландий от более древних отложений, и о тесной связи его с низами палеозоя.

Синий. Соображения тектонического характера легли и в основу выделения синия. В значении общего подразделения синий был введен А. Грабау в 1922 г. Сам термин «синийская система», или «синий», появился много раньше. Он был впервые введен в стратиграфическую литературу в 1882 г. Ф. Рихтгофеном, который первоначально отнес к синию серию осадочных метаморфизованных пород, залегающую в ряде районов Китая на порогах кристаллического фундамента. Серия включала фаунистически охарактеризованный кембрий, начинающийся слоями с *Redlichia*, и подстилающую его толщу изменчивой мощности, часть которой Ф. Рихтгофен считал кембрийский, а другую условно относил к докембрию.

Позднее, после работ Б. Уиллиса и Е. Блэквельдера, проведенных в 1903—1904 гг., Ф. Рихтгофен причислил к синию также ордовик. «Определенно устанавливается, — писал он, — что синийская формация включает кембрий; однако следует добавить, что, вероятно, границы ее распространяются выше и ниже границ кембрия» (Грабау, 1962, стр. 25). Если ранее на своих картах он датировал кембрием как верхний, так и нижний синий, то впоследствии отнес нижний синий к верхней части альгонка.

Б. Уиллис и Е. Блэквельдер (Willis, 1907) сознательно вкладывали другой смысл в термин «синий». Признавая докембрийский возраст ниж-

ней части синийской серии в понимании Рихтгофена, они исключали ее из синия и в то же время присоединяли к верхнему синию мощную толщу ордовикских известняков. Синийская система, по их определению, включала кембрий и ордовик (Grabau, 1922; Грабау, 1962). И Ф. Рихтгофен, и Б. Уиллис рассматривали синийскую «систему» как чисто региональное стратиграфическое подразделение.

Совершенно иной смысл придал ему А. Грабау, с именем которого справедливо связывают собственно синийскую систему. Он предложил ограничить термин синий «...частью системы, к которой Рихтгофен его применил, и исключить из него ту часть, которая повсеместно известна под определенным названием, т. е. кембрий... Это позволит нам не только сохранить термин в его почти первоначальном значении, но и иметь также благозвучное и удовлетворительное название для большой системы пород, которая до сих пор не имела особого систематического названия, за исключением неопределенного и вводящего в заблуждение термина «неопротерозой» (Grabau, 1922; Грабау, 1962, стр. 27, 28).

Как известно, А. Грабау относил синий к палеозою в качестве первой и самой древней его системы. Отсутствие в ее отложениях палеозойских окаменелостей он объяснял континентальным происхождением пород. Все же он ссылаясь на некоторые находки ископаемых «несомненно палеозойского облика» — эвриптерид (*Beltina danai*) из серии Белт Монтаны, которую относил к синию, известковых водорослей из той же серии и из известняков Нанькоу, имеющих, по его мнению, «ближайшее сходство с *Cryptozoon* ордовика», а также «остатков ракообразных», из серии Гренд-Каньон Аризоны, которые «Ротплец безошибочно отнес к палеозойским типам». Наконец, он постулировал присутствие в синии трилобитов «более древнего типа, чем кембрийские», исходя из высокого развития представителей этой группы в кембрии (там же, стр. 36, 37).

Основные аргументы в пользу отнесения синия к палеозою А. Грабау видел в его структурных соотношениях с подстилающими и покрывающими породами. Он подчеркивал резко выраженный контакт синия с «подлинным альгонком», к которому относил в Китае высоко метаморфизованные породы серии Утай. «Синийская система,— писал он,— отличается от серии Утай всеми своими литологическими и структурными особенностями, а также отсутствием метаморфизма; она отделена от серии Утай перерывом первой величины» (Грабау, 1962, стр. 37). Перерыву предшествовал, по мнению А. Грабау, период активной складчатости, которую по интенсивности он сравнивал с герцинской. В то же время синий казался ему тесно связанным в литологическом и структурном отношении с палеозоем. Не отрицая отсутствия на их границе размыта, а местами несогласия, А. Грабау считал, что «они выражены не более резко, чем местные несогласия внутри палеозоя» (там же).

Синий в понимании А. Грабау был принят Геологической службой Китая. В качестве подразделения общей шкалы он получил довольно широкое распространение (Келлер, 1968). В СССР А. Н. Мазарович в своем курсе исторической геологии энергично отстаивал синий еще в довоенные годы. Б. С. Соколов (1952, 1958) выделял его на всем пространстве материка Евразии. В. И. Драгунов (1961) коррелировал с ним разрезы Сибири. Одно время «синийский комплекс» был официально принят МСК СССР как синоним верхнего докембрия.

Из-за отсутствия надежных коррелятивов в состав синия за пределами Китая включались в разное время различные серии. Так, например, в Скандинавии А. Грабау относил к нему иотний, Б. С. Соколов (1952) — спарагмитовую формацию. В Стратиграфическом словаре СССР (1956) гиперборей мурманского побережья также отнесен к синию.

Как эокембрий, гиперборей, гренландий, так и синий рассматривались чаще всего как подразделения рангом не выше системы (периода).

Это было естественно, поскольку они выделялись либо в составе палеозойской группы, либо в составе альгонка — протерозоя, который также считался группой.

Заметим, однако, что Т. Кобаяши (Kobayashi, 1944a), далеко опережая представления своего времени, рассматривал синий как подразделение, адекватное всему фанерозою, — как самый молодой из эонов, в совокупности отвечающих криптозою — докембрию. Т. Кобаяши пришел к этому верному и поразительному для тех лет выводу, исходя прежде всего из длительности синия.

Интересно, что расчет длительности он произвел на основе сравнительного анализа времени накопления синийских осадков в наиболее полных разрезах и формационно сходных отложениях нижнего палеозоя. За основу расчета были приняты уже имевшиеся в то время данные о продолжительности периодов палеозоя; при этом постулировались одинаковые скорости накопления однотипных осадков в фанерозое и в позднем докембрии.

Исследования Т. Кобаяши были опубликованы в Японии во время второй мировой войны. Поэтому они остались мало известными у нас и не нашли заметного отклика в Западной Европе и Америке.

Зародившаяся в 20—30-х годах концепция существования в верхнем докембрии обособленной крупнейшей самостоятельной историко-геологической и стратиграфической единицы получила блестящее развитие благодаря исследованиям Н. С. Шатского. История выделения им рифея памятна всем, поэтому здесь вряд ли следует на ней подробно останавливаться.

Выделяя рифей на основе древних свит западного склона Урала, Н. С. Шатский подчеркнул единство этой мощной группы осадочных образований. «Несмотря на перерывы и несогласия, — писал он, — породы всех серий являются весьма близкими, парагенетически тесно связанными... Эта формация настолько резко отличается от залегающего на ней с перерывом и несогласием ордовика, что нет сомнения, что между отложениями этих образований был значительный перерыв, соответствующий, по-видимому, кембрию. Поэтому все отложения до ашинской серии включительно, я отношу к докембрию, и для всей группы предлагаю название рифейская группа (Рифей, Ripheus — Урал). Эта группа по стратиграфическому объему весьма значительна, и такие формации как гиперборейская, спаргмит и синийская система могут быть сопоставлены только с отдельными частями рифейской группы» (Шатский, 1954, стр. 61).

Выделение рифея как бы венчает тот этап, когда крупные подразделения докембрия казались возможным и необходимым выделять исключительно на тектонической основе.

На примере рифея прекрасно видны пределы возможности применения тектонического анализа для построения общей шкалы докембрия. В основу выделения единиц этой шкалы клались крупные серии — стратотипы. Н. С. Шатский (1952, 1960 и др.) особенно подчеркивал важность выбора полноценных стратотипов, обеспечивающих возможность полного историко-геологического анализа соответствующего этапа геологической истории путем изучения естественных комплексов отложений, отвечающих основным циклам тектонического развития Земли.

Рифей, выделенный на основе такого полноценного стратотипа, каким является уральский разрез, великолепно представляет верхний докембрий и имеет все основания быть включенным в общую шкалу докембрия. В то же время тектонический анализ сам по себе не дал возможности установить ни истинный ранг рифея, ни его точные соотношения с другими подразделениями докембрия.

ПРЕДПОСЫЛКИ НОВОЙ ШКАЛЫ ДОКЕМБРИЯ

Главным препятствием на пути создания общей шкалы докембрия на чисто тектонической основе было то, что в каждом отдельно взятом, даже очень обширном регионе число представленных в разрезе циклов ограничено. Созданию же сводной шкалы препятствовало отсутствие надежных коррелятивов и объективных критериев, которые позволили бы установить возрастную последовательность отдельных циклов, представленных в тех или иных регионах.

Т. Кобаяши (Kobayashi, 19446) в уже цитированной выше работе писал, что традиционная корреляция докембрия противоречит логике, так как основана на использовании в качестве стратиграфических реперов несогласий, внедрений интрузивов, явлений пенепленизации, наблюдающихся на различных щитах, между тем, как на примере фанерозоя уже доказано, что тектонические события, «орогенез, как и эпейрогенез», происходят попеременно в пределах то одной, то другой из крупных структурных единиц.

РАДИОХРОНОЛОГИЯ И ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ

Подойти к подлинной синхронизации крупных историко-геологических единиц докембрия, а тем самым и к составлению полной стратиграфической колонны докембрия оказалось возможным только с появлением массовых радиологических данных. На такие данные опирается целый ряд общих схем расчленения докембрия, опубликованных у нас и

Таблица 1
Общая схема расчленения докембрия,
по С. В. Обручеву (1964)

| Схема Международной геологической карты | Канада | СССР | |
|---|--|--------------------|---|
| Докембрий верхний | Верхний протерозой (верхний кивино) | Протерозой верхний | Венд 600 — 550 ± 50 млн лет |
| | Гринвилл 950 ± 90 млн лет | | Рифей III |
| 1000—1100 млн лет | Средний протерозой (нижний и средний кивино) | | Рифей II 1000—1100 млн лет |
| Докембрий средний | Гудзон 1700 ± 125 млн лет | | Рифей I 1550—1600 млн лет |
| 1800—1900 млн лет | Нижний протерозой (гурон и анимики) | Протерозой нижний | Протерозой средний 1900—2000 млн лет |
| Докембрий нижний | Кенор 2500 ± 150 млн лет | | Архей верхний 2500—2700 млн лет |
| | Архей | | |

Примечание: Цифры показывают абсолютный возраст подразделений.

Таблица 2

Сравнительные схемы деления докембрия,
по А. П. Виноградову и А. И. Тугаринову (1968)

| Предлагаемое деление (Тугаринов, Войткевич, 1968) | Рубежи, млн лет | Деление Стратиграфической комиссии СССР |
|---|-----------------|---|
| Верхний докембрий | 570 | Верхний и средний протерозой |
| | 1900 | |
| Средний докембрий | | Нижний протерозой |
| | 2700 | |
| Нижний докембрий | | Архей |
| | ? | |

Таблица 3

Стратиграфические подразделения докембрия,
по Ж. Шуберу (G. Choubert, 1967)

| Единицы | Возрастные границы, млн лет | Единицы | Возрастные границы, млн лет |
|-------------------|-----------------------------|------------------|-----------------------------|
| Верхний докембрий | 600 (575) | Нижний докембрий | 1900—1800 |
| | 1000 | | 2700—2600 |
| Средний докембрий | | Архей | |

Таблица 4

Проект геохронологической шкалы докембрия,
по Н. А. Семенову (1970)

| Мегацкл | Возраст, млн лет | Орогенетический цикл | Индекс | Возраст, млн лет |
|---------------|------------------|---------------------------|--------------------------------|------------------|
| | 550 | | | 550 |
| Докембрий V | 1100±100 | Докембрий V ₂ | P _C V ₂ | 750±50 |
| | | Докембрий V ₁ | P _C V ₁ | 1100±100 |
| Докембрий IV | 1600±100 | Докембрий IV ₂ | P _C IV ₂ | 1400±100 |
| | | Докембрий IV ₁ | P _C IV ₁ | 1600±100 |
| Докембрий III | 1900±100 | Докембрий III | P _C III | 1900±100 |
| Докембрий II | 2600±100 | Докембрий II ₂ | P _C II ₂ | 2300±100 |
| | | Докембрий II ₁ | P _C II ₁ | 2600±100 |
| Докембрий I | 3500 | Докембрий I ₂ | P _C I ₂ | 3100±120 |
| | | Докембрий I ₁ | P _C I ₁ | 3500 |

Таблица 5

**Деление докембрия и эволюция геологических процессов,
по А. П. Виноградову и А. И. Тугаринову (1968)**

| Деление докембрия | Тектоно-магматические эпохи, млн лет | Осадкообразование | Магматизм | Тектоника |
|-------------------|--|--|--|--|
| Верхний | Катангинская, 620 Гренвилльская, 1000 Медвежьеозерная, 1400 Выборгская, 1700 Беломорская, 1900 | Возрастающая роль карбонатов с постепенно уменьшающимся отношением Mg/Ca и C_{org} Появление первых строматолитов, сине-зеленых водорослей | Интрузивные явления вдоль узких складчатых поясов либо образование локальных плутонов в краевых зонах платформ Появление первых щелочных интрузий | Образование узких складчатых поясов, неравномерно развивающихся в разных континентах Образование крупных платформ |
| Средний | Бургская, 2100 Иеллоунайфская, 2300 | Появление первых карбонатных пород и первых сульфатов. Массовое накопление железистых кварцитов и сланцев | Широкое развитие гранитов Максимум магматической деятельности в истории Земли | Складчатость на значительных площадях всех континентов |
| Нижний | Родезийская, 2700 Кольская, 3100 Белозерская, 3500 | Массовое развитие конгломератов, гравеллитов. Первое появление биогенных осадков Гнейсы Появление жизни! Преимущественно эффузивы и туфы основного состава, граувакки | Метамагматические граниты Мигматиты Плагииграниты Интрузии глубинного происхождения основного и ультраосновного состава | Зарождение ядер щитов |

Таблица 6

**Подразделения докембрия,
по Дж. Сеттону (Sutton, 1967)**

| Единицы | Возрастные границы, млн лет |
|---|-------------------------------------|
| Кембрий | |
| | 600 |
| Докембрий IV Верхний докембрий Верхний протерозой | |
| | 950 |
| Докембрий III Средний докембрий Нижний протерозой | |
| | 1900 |
| Докембрий II Архей Нижний докембрий | |
| | 2650 |
| Докембрий I Катархей | |
| | 3600 (древнейший известный возраст) |

за рубежом в последние годы (Gastill, 1960; Culp, 1961; Обручев, 1964; Stockwell, 1964, 1968; Тугаринов, Войткевич, 1966, 1970; В. Choubert, 1967; Sutton, 1967; Виноградов, Тугаринов, 1968; Салоп, 1968, 1970; Семеновенко, 1970; и др.) (табл. 1—7).

Таблица 7

**Шкала геологического времени,
по К. Ранкама (Rankama, 1970a)**

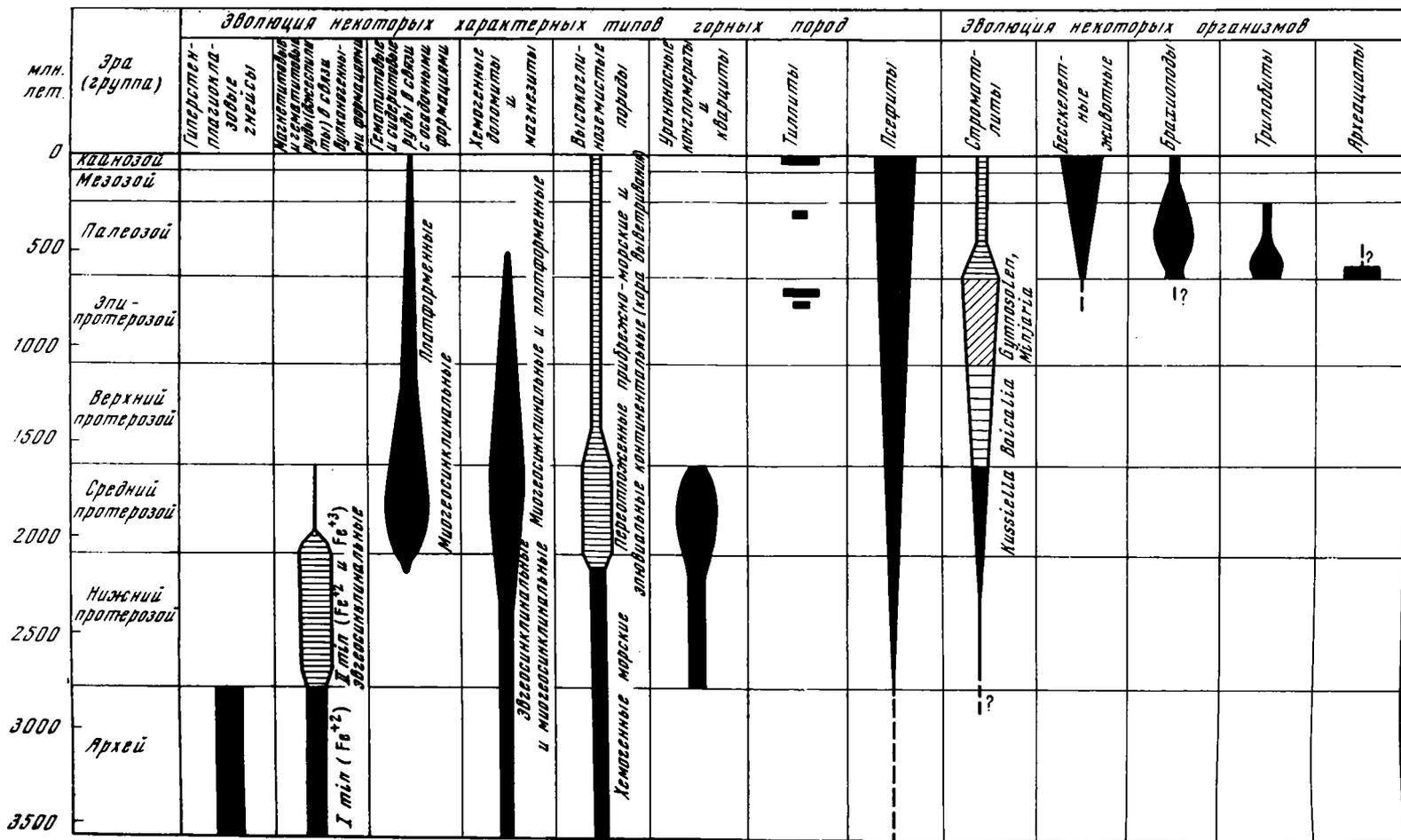
| Эон и эонотема | Эра и эратема | Период и система | Возраст, млн лет |
|---------------------------|---------------------------------|--|----------------------|
| Фанерозой | Кайнозой Мезозой Палеозой | Квартер Кембрий | 600 (570—550) |
| Докембрий «Криптозой», | «Археозой» | Нерасчлененная древняя жизнь Древнейшие породы Возраст Земли | 3400 3500 4750 |

Подразделения этих схем не могут считаться в корне отличными от историко-геологических подразделений Н. С. Шатского и Г. Штилле. Представляется также, что вряд ли правильно противопоставлять тектонический «принцип» радиохронологическому «принципу», если последний не служит основой шкалы условных «мегавеков» или «гигалет», а лишь является методом датировки тектонических событий, выбранных в качестве опорных рубежей геохронологической шкалы. Именно таким образом использованы геохронологические данные в упомянутых выше схемах общего подразделения докембрия.

В системах наименований, принятых во всех упомянутых схемах, отчетливо проявился отрыв от конкретных стратотипов для подразделений докембрия. Обусловлено это прежде всего тем, что фактические данные, лежащие в их основе — датировки возраста — относятся чаще к рубежам подразделений, а не к самим подразделениям. Последние выступают, таким образом, более в значении интервалов между датированными рубежами, чем в значении временных отрезков, отвечающих формированию того или иного комплекса отложений с определенными присущими ему особенностями. Иначе говоря, их стратиграфическая сущность как бы отступает на задний план.

Анализ радиологических и историко-геологических данных, имеющий целью наполнить конкретным геологическим содержанием интервалы между намечающимися рубежами, проводится сейчас в каждом крупном регионе во всех странах вместе с исследованиями, направленными к уточнению датировок самих рубежей.

Интересная попытка преодолеть отвлеченность геохронологических подразделений докембрия сделана Л. И. Салопом (1968, 1970). Предложенная им схема (фиг. 1) во многом кажется спорной. Однако автор ее последовательно провел и попытался в какой-то мере конкретизировать мысль о тесной взаимосвязи различных событий геологической истории. «Сравнительный анализ докембрийских образований различных регионов мира,— заметил он,— показывает, что тектоно-плутонические циклы, установленные изотопными методами, являются рубежами, разделяющими пять больших этапов геологического развития Земли, которые характеризуются многими особенностями тектогенеза, седиментации, геохимической среды и органического мира. Каждый из них по своему рангу может быть приравнен к... эре. Геологические образования, возникшие в течение докембрийских эр, могут быть выделены соответственно в архейскую, нижнепротерозойскую, среднепротерозойскую, верхнепротерозойскую группы» (Салоп, 1970, стр. 115).



Фиг. 1. Схема расчленения докембрия (Салоп, 1968)

Различной штриховкой показаны различные группы горных пород или организмов

Лишь в немногих из перечисленных выше схем расчленения докембрия намечен ранг выделенных единиц. Последнее уже предполагает введение этих подразделений в единую с фанерозоем систему классификации геологического времени. Действительно, выделяя в докембрии эры — группы (эратемы), или даже эоны — эонотемы, приходится предполагать их адекватность одноименным таксономическим единицам фанерозоя.

Традиционной общей шкале, отвечает концепция группы — эры прежде всего как крупнейшей стадии развития органического мира. Поскольку архей и протерозой по существу не соответствуют каким-либо реальным этапам такого развития, весь докембрий в целом подчас рассматривается с этих позиций как одна огромная эра — «археозой» (Rapkata, 1970a; см. табл. 7).

Поиски путей к созданию единой полной стратиграфической и геохронологической шкалы ведутся одновременно в двух направлениях — путем сравнительного анализа тектоно-магматических событий докембрия и фанерозоя и выяснения соотношений с такими событиями крупнейших этапов развития органического мира, отраженных в шкале фанерозоя, и путем исследования биостратиграфии докембрия.

Изыскание новых принципов построения общей геохронологической шкалы и пересмотр ее крупнейших единиц начались лишь тогда, когда стала очевидной не только несоизмеримость групп докембрийской и фанерозойской частей шкалы, но и неравнозначность групп фанерозоя в историко-геологическом и временном отношениях, а фанерозойский этап оказался коротким на фоне всей геологической истории.

Прежде всего подверглась пересмотру крупнейшая единица существующей шкалы — эра — группа, и заявила о себе необходимость введения в шкалу единиц еще более крупных — эонов и мегахронов.

В одной из ранних попыток ревизии общей шкалы, предпринятой Т. Кобаяши, главным мерилем ранга ее единиц явилась их длительность в цифрах абсолютного возраста. Из приведенных табл. 8, 9, взятых из работы этого автора (Kobayashi, 1944a, стр. 3), видно, что эталоном ему все же служила шкала фанерозоя с ее периодами и эрами, выделенными на палеонтологической основе.

Т. Кобаяши заметил, что «за исключением квартера, который не является периодом...», все периоды фанерозоя по своей продолжительности «соответствуют простой формуле $N \cdot 10^7$ лет, где N — число, варьирующее между 3 и 9» (там же, стр. 4). Продолжительность кайнозойской, мезозойской и палеозойской эр соотносятся, по его замечанию, как 3 : 7 : 17. Однако кайнозой является незавершенной эрой, а палеозой следует подразделить на эо- и неопалеозойскую эры. Такое подразделение Т. Кобаяши аргументировал тем, что «есть весьма существенное различие между послеготландской эрой с континентальным временем и додевонской эрой, лишенной континентального времени» (там же).

«Если подразделить палеозой, приняв во внимание появление континентального времени, то три полные эры — эо-, неопалеозой и мезозой — будут отвечать продолжительности от 150 до 200 млн лет. Иными словами, изменения органического мира (Biota), достаточно крупные для того, чтобы отмечать границы эр, происходили более или менее периодически» (там же). Границу между кембрием и докембрием Т. Кобаяши считал границей более высокого порядка, потому что она отмечает начало того интервала, для которого возможно измерение относительного геологического времени по ископаемым органическим остаткам.

Т. Кобаяши полагал, что «период, эра, зон и эоны соотносятся соответственно как 1/3 : 1 : 3 : 9». Исходя из этих предпосылок, он подошел и к оценке докембрийской части шкалы. «Докембрий... т. е. криптозой-

Таблица 8

Соотношение относительного времени (fossil time) и абсолютного времени (mineral time), млн лет
по Т. Кобаяши (Kobayashi, 1944a)

| Геологический возраст | | по Д. Уайту | | по Г. Штилле | | Средняя | | |
|-----------------------|-----------|----------------|----|--------------|-----|---------|------|-------|
| Кайнозой | Квартер | 1 | | 0,6 | | 0,8 | | |
| | Третичный | Неоген | 25 | 60 | 61 | 60 | 60,6 | 60 |
| Мезозой | Мел | Поздний | 50 | 80 | 140 | 55 | 140 | 67,5 |
| | | Ранний | 30 | | | | | |
| | Юра | 35 | | 55 | | 32,5 | | |
| | Триас | 25 | | 60 | | 40 | | |
| Неопалеозой | Пермь | 40 | | 150 | 30 | 150 | 35 | |
| | Карбон | Пенсильванский | 40 | | | | | 70 |
| | | Миссисипий | 30 | | | | | |
| | Девон | 40 | | | 60 | | 50 | |
| Эопалеозой | Готландий | Силур | 30 | | 190 | 100 | 200 | 100 |
| | Ордовик | | 70 | | | | | |
| | Кембрий | | 90 | | | | | |
| Итого | | | | | 541 | 550,6 | | 545,8 |

Таблица 9

Пересмотр классификации геологического времени,
по Т. Кобаяши (Kobayashi, 1944a)

| Продолжительность времени (годы) | Геологическое время | | | | | | | |
|----------------------------------|---------------------|-------------|---------------|--------------|------------|-------------|---------|----------|
| | Зоны | Криптозой | | | Фанерозой | | | |
| $+1,5 \cdot 10^9$ | | | | | | | | |
| $5 \cdot 10^8$ | Эон | Эокриптозой | Мезокриптозой | Неокриптозой | | | | |
| $(1,5-2) \cdot 10^8$ | Эра | | | | Эопалеозой | Неопалеозой | Мезозой | Кайнозой |
| $(3-9) \cdot 10^7$ | Число периодов | | | | 3 | 3 | 3 | 1 |

ские зоны, обычно подразделяют на архейскую и протерозойскую эры, но их, конечно, неправильно называть эрами, потому что они в несколько раз продолжительнее эр в их современном понимании» (Kobayashi, 1944a, стр. 5). Он рассматривал возможность выделения в криптозое трех эонов, эокриптозоя, мезокриптозоя и неокриптозоя, с продолжитель-

ностью каждого, равной 5×10^8 . Как мы уже заметили, Т. Кобаяши полагал, что синий отвечает неокриптозою или, по крайней мере, большей его части.

В основе построений Т. Кобаяши лежит прежде всего поиск геохронологических и биохронологических закономерностей в их взаимосвязи. Тем не менее, в предложенной им схеме периодичности истории Земли, особенно в том, что касается последокембрийской части шкалы и ее подразделения на эры, как представляется, сказалось влияние воззрений Г. Штилле.

Схема периодизации геологической истории, которую Г. Штилле разрабатывал в течение долгого времени, освещена наиболее полно в поздних его работах (Stille, 1944, 1958). Как можно было видеть на примере его анализа вопроса об альгонке, Г. Штилле сделал попытку перекинуть мост между «стратиграфическими» и «геотектоническими» эрами. Он подчеркнул также необходимость выделять в истории Земли интервалы, более крупные, чем эра, на геотектонической основе. Он различал в истории Земли два крупнейших периода (Grosszeiten) — протогей и неогей. Поздний период — неогей — он подразделял на тектонические эры — ассинтскую, каледонскую, вариссийскую и альпийскую (неоидную) (Штилле, 1968, стр. 10).

Как заметил Ю. А. Косыгин (1969), Г. Штилле решал вопрос о геотектоническом расчленении истории Земли в соответствии со своими представлениями об одновременности и глобальности орогенических (складкообразующих) фаз. Главным рубежом этой истории он считал регенерацию всеземного масштаба (α -регенерацию) — альгомскую революцию, а рубежами тектонических эр — регенерации второго порядка (β -регенерации).

Н. С. Шатский, как известно, не только не разделял взглядов Г. Штилле на кратковременность переломных моментов истории Земли, но, напротив, подчеркивал длительность процессов тектогенеза. Тем не менее, он счел возможным поставить проблему перестройки стратиграфической шкалы и пересмотра ее единиц именно на геотектонической основе, полагая, что эта проблема приобретает особое значение при переходе к детальному изучению древних, т. е. докембрийских толщ. «На современном уровне развития наших представлений, — писал он, — кажется более правильным выделять крупные стратиграфические подразделения не по палеонтологическим данным, а по тектоническому или общегеологическому принципу, т. е. путем выделения естественных стадий развития земной коры: первая стадия — добайкальская, вторая — докаледонская, третья — догерцинская, четвертая — доальпийская» (Шатский, 1960; 1963, стр. 598).

При обосновании ранга рифея Н. С. Шатский отчетливо сформулировал свою концепцию группы, которой прежде всего должен соответствовать единый, очень крупный, грандиозный, по его выражению, тектонический цикл, какими в фанерозое являются каледонский, герцинский и альпийский циклы, и который охватывает «не одну и не две системы, а минимум три или четыре». Как и Т. Кобаяши, Н. С. Шатский считал, что следует разбить палеозой «так, как он разбивался раньше — на нижний и верхний, и считать именно эти подразделения группами». Он исходил прежде всего из соответствия палеозоя двум тектоническим циклам, а затем и из его продолжительности (Шатский, 1960; 1963, стр. 597, 598).

Намеченные как Т. Кобаяши, так и Г. Штилле и Н. С. Шатским изменения шкалы фанерозоя касаются, как можно заметить, переоценки ранга существующих подразделений и объема групп, не предполагая кардинальной перестройки шкалы и установления границ, иных, чем те, которые уже установлены биостратиграфическими методами.

В. В. Меннер в этой связи подчеркнул, что подразделения существующей геохронологической шкалы суть подразделения естественные (Меннер, 1962, и др.). В то же время они требуют пересмотра, перегруппировки и дальнейшего непрерывного совершенствования. Он отнес к числу архаизмов «удержавшееся донныне расчленение истории Земли на группы или эры, которые даже в последокембрийской части несравнимы друг с другом ни по своей продолжительности, ни по геотектонической значимости», поскольку «кайнозой по существу представляет собой лишь заключительную стадию мезозойского цикла и начало новой антропогенной эры, а палеозой, наоборот, объединяет два резко обособленных геотектонических этапа, разделенных каледонской складчатостью» (Меннер, 1960, стр. 202).

В работах В. В. Меннера особенно подчеркнута тесная взаимосвязь между различными событиями геологической истории.

Естественность подразделений он в значительной степени связывает с естественностью и даже однозначностью рубежей и прямо говорит о совпадении границ крупных геохронологических этапов, выделенных по развитию органических форм — эр, периодов, эпох, — с периодами качественного изменения структуры земной коры и с эпохами резких изменений, происходящих на земной поверхности (Меннер, 1961, 1962, и др.).

В. В. Меннер определяет группу как «наиболее крупное подразделение единой стратиграфической шкалы, объединяющее ряд систем и соответствующее большому тектоническому этапу развития земной поверхности, сопровождаемому на границах этапа кардинальными изменениями органического мира» (Меннер, 1962, стр. 316). Заметим, что признание не только тесной взаимосвязи между геотектоническими этапами развития Земли и этапами развития органического мира, но и совпадения их рубежей, предполагает фактически слияние тектонической шкалы со шкалой стратиграфической в единую систему периодичности и переводит вопрос о выборе принципа ее построения в чисто методический план, как вопрос о выборе наилучших способов корреляции и синхронизации единых подразделений. В методическом плане в первую очередь стоит и вопрос о выборе рубежей между подразделениями.

Представление о тесной взаимосвязи различных событий геологической истории отражено также в определении группы, данном в ныне действующем Положении о стратиграфической классификации, терминологии и номенклатуре (Стратиграфическая классификация, 1956, стр. 12; 1965, стр. 23).

Концепция общей геохронологической шкалы, построенной на основе геотектонической периодичности, и эр — групп, соответствующих тектоническим циклам если и не равной, то близкой продолжительности, была принята А. А. Полкановым. Ее принимает и Н. А. Семенов, который считает, что «...периодичность орогенических циклов на разных континентах носит глобальный характер, и мы можем рассмотреть единую геохронологическую шкалу для докембрия земной коры всех континентов, разделенного на мегациклы и орогенические циклы. Возможно и дальнейшее более дробное деление докембрия на группы, отвечающие по объему альпийскому, мезозойскому, герцинскому и каледонскому циклам шестого мегацикла» (Семенов, 1970, стр. 21). Однако в его схеме расчленения докембрия группы пока еще конкретно не намечены.

Надо заметить, что представление об эрах, как об интервалах равного геотектонического содержания и примерно одинаковой продолжительности, еще далеко не может считаться окончательно вошедшим в практику. В упомянутом выше определении группы, данном в Положении о стратиграфической классификации, нет прямого указания на соответствие группы тектонической эре или иному строго определенному

циклу, не введен в него и критерий длительности эры. То же относится и к определению группы, данному в опубликованном проекте стратиграфического кодекса СССР (Проект..., 1970).

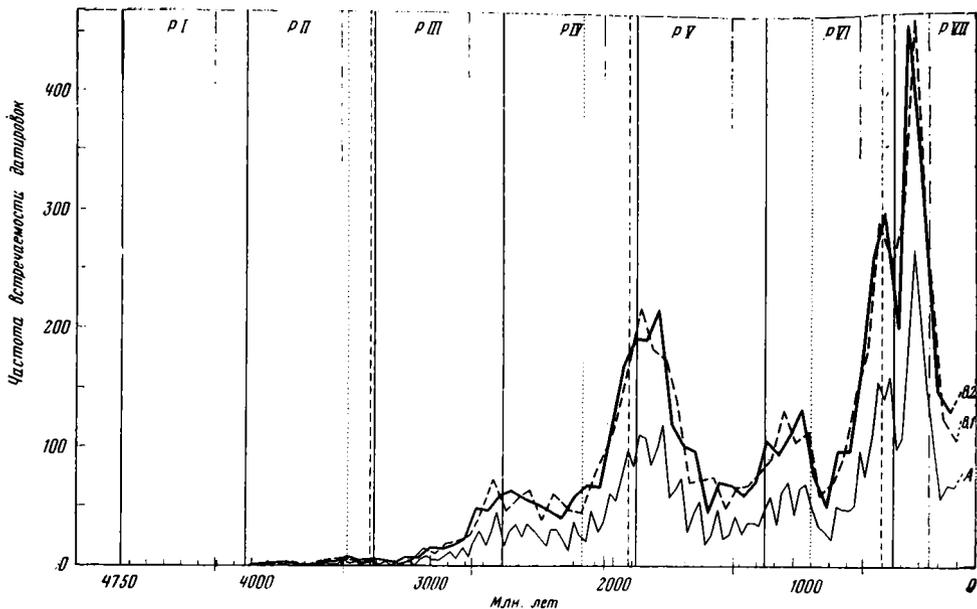
Возможность выделения адекватных и равновеликих единиц ранга группы в докембрии и фанерозое на основе геотектонических эр предполагает, что соответствующая тектоническая периодичность проявлялась на протяжении всей геологической истории. Между тем сам вопрос, вернее, сложная проблема периодичности геотектонических событий еще не может считаться разрешенной. Если стратиграфическая шкала, как мы видели, подвергается пересмотру на геотектонической основе, то иногда при составлении тектонических карт исследователи вводят в легенду единицы обычной стратиграфической шкалы.

Ю. М. Пушаровский (1971) пишет в этой связи, что время становления складчатых зон геосинклинального происхождения не следует обязательно связывать с заданными тектоническими эпохами или «циклами», предусмотренными «европейским стандартом» (каледониды, герциниды, альпиды), и что при составлении тектонических карт больших районов Земли нецелесообразно пользоваться европейскими наименованиями эпох складчатостей (орогений), а необходимо датировать их, пользуясь единицами относительной геохронологической шкалы... «На Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли в пределах Тихоокеанского пояса выделены позднедокембрийские, среднепалеозойские, позднепалеозойские, раннемезозойские, мезозойские (позднемезозойские), раннекайнозойские, среднекайнозойские и позднекайнозойские складчатые зоны, и показано обычными геологическими значками время их становления» (Пушаровский, 1971, стр. 219, 220). В то же время Ю. М. Пушаровский подчеркнул, что выводы о хронологических и пространственных закономерностях проявления на Земле эпох тектогенеза станут полными лишь тогда, когда будет выяснена история тектонических движений не только континентов, но и океанов, занимающих большую часть поверхности планеты.

При составлении Тектонической карты Евразии сохранены подразделения геотектонической шкалы (Тектоника Евразии, 1966). Однако анализируя опыт ее составления, А. Л. Яншин пришел к выводу, что «распространенное представление об однотипных повторяющихся «циклах» геосинклинального развития, к тому же еще приблизительно равной длительности в 150—170 млн лет, следует считать неправильным. В действительности таких циклов не существует, и можно говорить лишь о качественно различных и различающихся по продолжительности этапах развития земной коры» (Яншин, 1964, стр. 10).

Ю. А. Косыгин заметил, что нельзя считать доказанным повсеместность и одновременность проявления даже такой крупной единицы, как геотектонический цикл, и что «вопрос о темпе и периодичности тектонических движений представляется в тектонике одним из наименее определенных» (Косыгин, 1969, стр. 536, 537), особенно в свете многочисленных данных, указывающих на гетерохронность тектонических циклов в различных регионах земного шара. При этом он справедливо подчеркнул, что признание локальности тектонических циклов не равноценно их отрицанию, и что «...возможность существования тектонических циклов как крупных периодов активизации поверхностных тектонических процессов, отражающих глубинные процессы преобразования вещества Земли, косвенно подтверждается и астрономическими данными» (там же, стр. 537).

В самом деле, на обобщенной статистической кривой, суммирующей данные нескольких тысяч определений (В. Choubert, 1967), времени главной складчатости каледонского, герцинского и альпийского циклов отвечают довольно четко выраженные максимумы тектоно-магматической активности, свидетельствующие о том, что традиционная тектони-



Фиг. 2. Статистические кривые тектоно-магматической активности — частоты встречаемости изотопных датировок (В. Choubert, 1967)

P I — P II — мегациклы: P I — пропланетарный, P II — дейтропланетарный; P III — катархей; P IV — архей; P V — метархей; P VI — протерозой; P VII — фанерозой. А — кривая, в основу расчета которой взят интервал в 30 млн лет; B₁ и B₂ — интервалы в 60 млн лет

ческая шкала отражает все же основные естественные этапы истории развития земной коры (фиг. 2).

Не отрицая периодичности или этапности в развитии Земли вообще, многие исследователи считают, что геотектонические циклы строились неоднотипно и что соответствующие процессы протекали с неодинаковой скоростью на протяжении геологической истории.

Широко распространено представление о прогрессивном сокращении продолжительности геотектонических циклов в ходе развития Земли, связанном с общим ускорением тектонических процессов. Эта концепция занимала видное место в представлениях Г. Штилле, который, в частности, полагал, что фазы складчатости проявляются в каледонскую эру в среднем через 50 млн лет, в варисийскую — через 12,5 млн лет, в альпийскую — через 9 млн лет (Stille, 1944).

Развивая ту же концепцию применительно к шкале подразделения докембрия, Л. И. Салоп утверждает, что сейчас отчетливо выявляется «постепенное сокращение времени более молодых подразделений», что длительность каждой докембрийской эры больше каждой из фанерозойских эр и меньше каждой из предшествующих эр докембрия. «Продолжительность (в миллионах лет) архея — более 800, раннего протерозоя — 700, среднего протерозоя — 550, позднего протерозоя — 500—550, эппротерозоя — 450, палеозоя — 350—380, мезозоя — 150, кайнозоя — 70» (Салоп, 1970, стр. 115).

В. И. Хаин также отметил, что интервалы между эпохами тектоно-магматической активности, а также длительности тектонических циклов уменьшаются по мере приближения к современной эпохе, и что это обстоятельство часто интерпретируется как признак ускорения тектонического развития и соответственно уменьшения длительности циклов в ходе геологического времени. Он склонен, однако, считать, что «в первую очередь здесь влияет точность регистрации событий, последователь-

но убывающая по мере проникновения в глубь геологического времени» и что «таким образом, предполагаемое ускорение тектонических процессов является в значительной степени кажущимся» (Хаин, 1970, стр. 36).

Тем не менее, по его представлению, «развитие древних, рифейских геосинклиналей является гораздо более медленным, вялым, что проявляется в малой скорости их прогибания и в растянутости формационного ряда. Поэтому в докембрии тектоническая периодичность порядка 150—200 млн лет была выражена слабо, и на первый план, в противоположность фанерозою, выступали периоды 500—600 млн лет» (Хаин, 1970, стр. 37).

В. В. Меннер и Н. А. Штрейс (1971) полагают, что развитие Земли подчинено более сложной периодичности. Ими предложена схема подразделения фанерозоя, а равно и рифея, на четыре эры. Для фанерозоя эти эры суть соответственно — нижний палеозой, верхний палеозой, мезозой и кайнозой, для рифея — нижний рифей, средний рифей, верхний рифей (в узком смысле) и венд. В каждом ряду три первые группы имеют примерно равную продолжительность, а четвертая является намного более короткой. Вопрос о выделении эр — групп в составе более древних мегахронов авторы оставили открытым.

Вообще, только в схемах Л. И. Салопа (1964, 1968, 1970) предложены конкретные подразделения этого ранга для дорифейского интервала шкалы. Б. М. Келлер (1966б, 1968) не считает возможным выделять такие единицы, как группы или системы даже в верхнем докембрии.

В связи с вопросом о ранге таких подразделений, как нижний, средний и верхний рифей, он заметил, что по длительности (порядка 250 млн лет) они отвечают группам фанерозоя, и так же, как и группы, нередко разделены этапами складчатости и магматизма. Вместе с тем, он счел их резко отличными от групп фанерозоя потому, «что по существу они ничего не объединяют», подчеркнув тем самым, что в определение группы входит еще одно неперемutable требование — она должна объединять несколько подчиненных единиц низшего ранга.

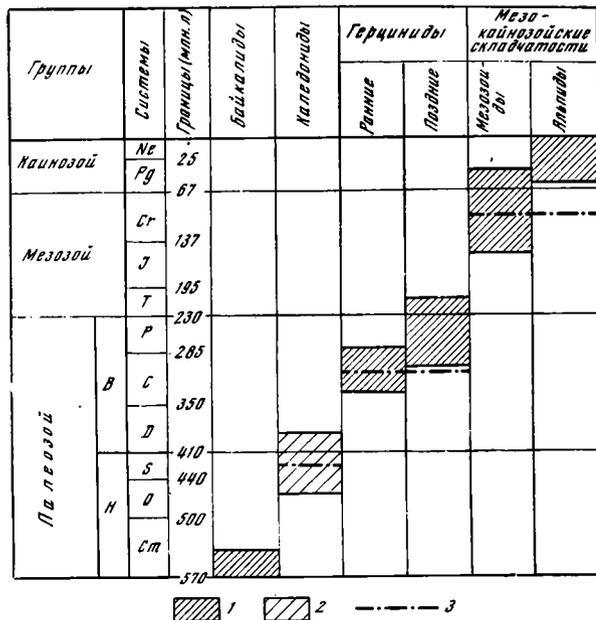
Таким образом, начавшийся пересмотр единиц общей шкалы еще не привел к созданию какой-либо однозначной системы конкретных единиц для докембрия. Более того, исследователи еще не пришли к единому мнению даже в вопросе о возможности выделения в докембрии подразделений ранга эры — группы, а тем более подразделений более дробных.

Геотектоническое направление, без сомнения, открывает чрезвычайно интересные перспективы к созданию общей шкалы и, в частности, к обособлению в докембрии таких важнейших таксономических единиц, как эры, хроностратиграфический эквивалент которых — группы являются уже картируемым подразделением. Пройдет, однако, вероятно, немало времени, прежде чем будут выработаны окончательные критерии их выделения на новой основе.

Практика показала, что пересмотр любой единицы ныне действующей шкалы фанерозоя требует очень продолжительного времени. Подразделение силура, в прежнем его понимании, на две самостоятельные системы, потребовало, например, нескольких десятилетий. Между тем, вопрос о том, как он должен быть подразделен, был гораздо менее сложен, чем вопрос об изменении числа и о пересмотре рубежей ныне существующих групп — эр фанерозоя.

Можно думать, что существующей шкале фанерозоя обеспечены еще долгие годы существования. В сравнении с единицами этой шкалы приходится анализировать поэтому и те подразделения, которые намечаются в общей стратиграфической шкале докембрия, находящейся еще лишь в процессе становления.

Возможности такого анализа во многом, конечно, ограничены. Это относится в особенности к сравнительному анализу закономерностей



Фиг. 3. Взаиморасположение рубежей эр и главнейших тектоно-магматических событий в геохронологической шкале фанерозоя

- 1 — формирование орогенных комплексов байкалид, герцинид, мезозонд и альпид;
- 2 — главная складчатость каледонид;
- 3 — статистические максимумы тектоно-магматической активности

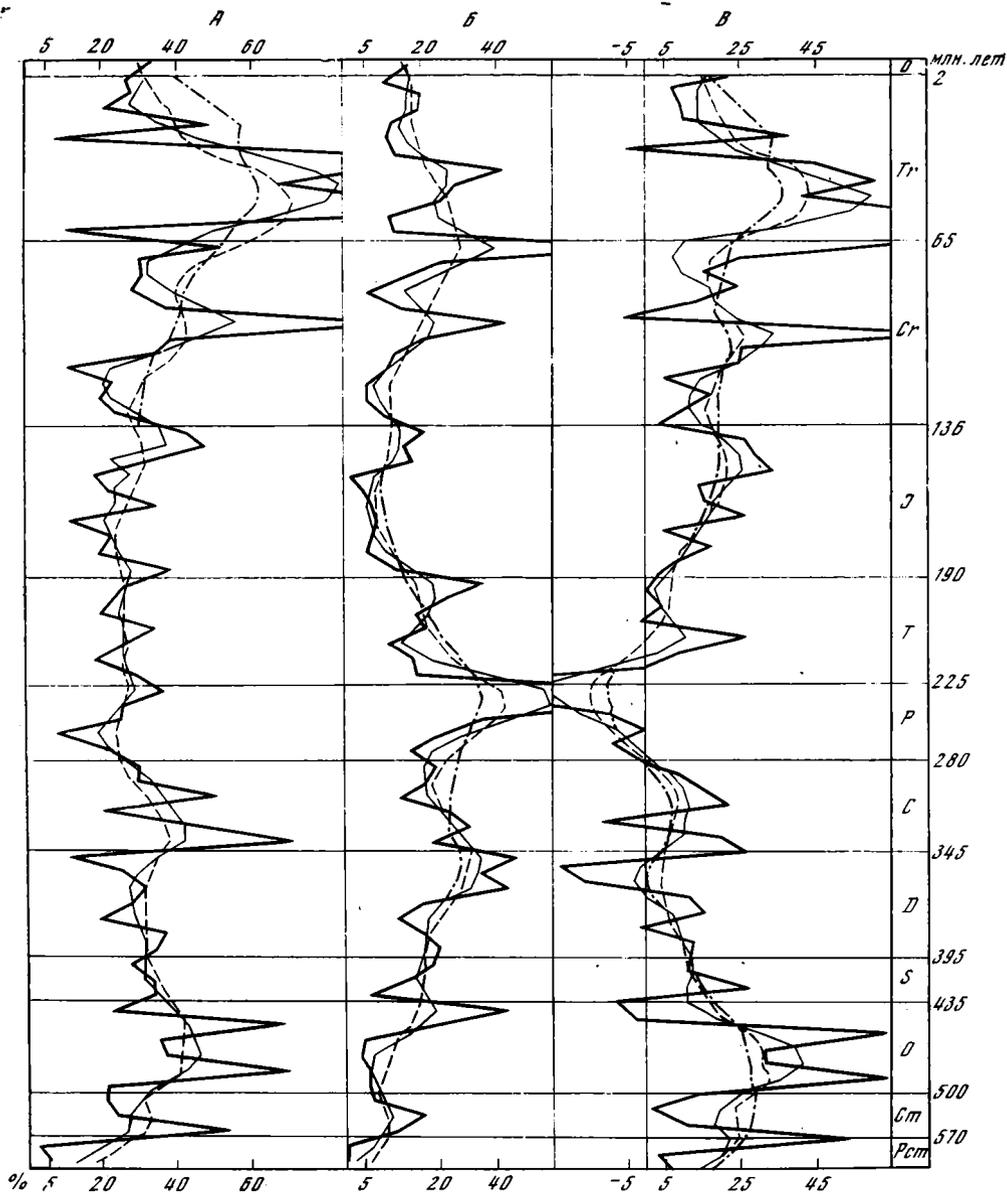
развития органического мира, данных о котором даже для рифея имеется еще слишком мало. Тем большее значение приобретает сопоставление сравнимых тектонических и хронологических характеристик подразделений докембрия и фанерозоя.

Такие характеристики для фанерозоя сведены на приложенной схеме (фиг. 3). Рубежи эр — групп бесспорно являются самыми выразительными из биостратиграфических рубежей, установленных в фанерозое за многие годы его изучения.

Специфика палеонтологической характеристики палеозоя, мезозоя и кайнозоя не вызывает сомнений. Конечно, органический мир каждой из эр связан с миром предшествующей эры более тесной преемственностью, чем это представлялось ранее (Меннер, 1962; Cowie, 1967; Rhodes, 1967; Соколов, 1971; и др.). Как подчеркнул недавно Б. С. Соколов (1971), становление биологического своеобразия каждой эпохи является процессом, в какой-то степени растянутым во времени. Границы всех систем, в том числе пограничных систем каждой из групп, составляют особую, еще не вполне разрешенную проблему. Но эти проблемы решаются сейчас на уровне даже не ярусной, а зональной стратиграфии. Основные переломные рубежи общего изменения органического мира в их суммарном выражении резко выступают и на недавно опубликованной статистической кривой (фиг. 4), главные пики которой почти совпадают с ныне принятыми рубежами эр фанерозоя (The Fossil Record, 1967).

В свете современных данных отчетливо выступает неоднократно подчеркнутая многими исследователями неравная продолжительность этих эр. Однако и для палеозоя и для мезозоя она измеряется цифрами одного порядка и различается менее, чем вдвое, составляя соответственно 320 и 180 млн лет. Резко выпадает из этого порядка длительность кайнозоя (около 70 млн лет). Вопрос о том, можно ли считать кайнозой завершенной группой, является крайне дискуссионным (Меннер, Штрейс, 1971).

Отчетливо выступает и неравноценность групп — эр существующей шкалы фанерозоя в отношении геотектонических событий. На схеме (см. фиг. 3) можно видеть, как соотносятся максимумы тектоно-магматической активности с рубежами эр. Палеозой в самом первом приближе-



Фиг. 4. Статистические кривые изменений состава животного и растительного мира (The Fossil Record, 1967; упрощено)

А — количество появляющихся таксонов всех рангов; Б — количество проходящих таксонов; В — алгебраическая сумма появляющихся и исчезающих таксонов

нии отвечает совокупности двух тектонических циклов — каледонского и герцинского. Однако статистический максимум тектонической активности наиболее ярко выраженной герцинской эпохи не совпадает с верхним рубежом палеозоя. Он датирован цифрой 350 млн лет и падает на середину карбона (В. Choubert, 1967, см. фиг. 2). Пермь во многих регионах земного шара является временем формирования орогенных комплексов герцинских складчатостей, которое, однако, нередко продолжается и в триасе (Тектоника Евразии, 1966; и др.). Таким образом, верхний рубеж палеозоя попадает в интервал между временем максимального усиления тектоно-магматической активности и окончанием орогенного эта-

па развития герцинид. Вопрос о положении мезозоя и кайнозоя в рамках крупной тектонической цикличности слишком сложен, чтобы можно было рассмотреть его здесь. Заметим лишь, что по статистическим данным (см. фиг. 2), резкое усиление тектоно-магматической активности падает на середину меловой эпохи, опережая во времени на 30 млн лет переломный биостратиграфический рубеж между мезозоем и кайнозоем и на 100 млн лет — начало антропогена.

Такие соотношения различных рубежей в фанерозое, как представляется, необходимо учитывать, подходя к разработке шкалы докембрия и прежде всего при разработке шкалы рифея как наиболее близкого к фанерозою подразделения, для шкалы которого уже стоит вопрос о возможности выделения эр — групп.

Наибольшие трудности, вероятно, представит разработка на этой основе шкалы раннего докембрия, где характер тектонических процессов мог быть во многом качественно иным (Павловский, Марков, 1963; Яншин, 1964, 1965; Тектоника Евразии, 1966).

Проблема разработки подразделений стратиграфической шкалы, более крупных, чем группы, стоит сейчас более остро, чем в то время, когда появилась сама концепция существования таких единиц, и несравненно конкретнее, чем в тот период, когда начал разрабатываться вопрос о зонах (Chadwick, 1930 г.; Kobayashi, 1944а, б) и «великих периодах времени» — «Grosszeiten» (Stille, 1944, 1958; и др.). Н. С. Шатский (1960) подчеркивал важность этой проблемы в своей широко известной работе о принципах стратиграфии позднего докембрия, отметив, что, подходя к вопросам общей периодизации истории Земли, для сравнения придется выбрать какие-то большие промежутки времени, чем обычные геологические периоды или даже эры, и что в настоящее время можно выделить очень крупные этапы в развитии земной коры — мегахроны.

Мегахронами («Grosszeiten», по Г. Штилле) Н. С. Шатский называл «огромные по длительности промежутки геологического времени, соответствующие большим естественным этапам в развитии земной коры, охватывающие несколько геологических эр, несколько эпох диастрофизма» (Шатский, 1963, стр. 601).

В последний мегахрон в истории Земли — неогей — Н. С. Шатский включал рифей, палеозой, мезозой и кайнозой. Начиная этот мегахрон с рифея, он подчеркивал, что «главнейшие закономерности в развитии коры в эти времена не отличались принципиально от основных черт развития в послерифейские периоды», и что поэтому к ним можно подходить с тех же основных методических позиций, которые разработаны для «исторического» периода Земли (там же). Рифей, как считал Н. С. Шатский, «явился тем самым геологическим временем, когда начали образовываться неогейские миогеосинклинали, обособились щиты и плиты, когда земная кора перешла в новейшую, продолжающуюся и сейчас стадию своего развития» (там же).

Рассматривая верхний докембрий как время, «как бы переходное... между глубоким докембрием и палеозоем», Н. С. Шатский видел его специфику прежде всего в том, что в нем почти полностью отсутствуют органические остатки, за исключением строматолитов. Заметив, что отсутствие ископаемых заставляет исследовать эти отложения, как и отложения глубокого докембрия, методами стратиграфии «немых» свит, он одновременно указал на сходство строения и условий залегания этих отложений с палеозойскими.

По представлениям Н. С. Шатского, рифей охватывал по времени промежуток, соизмеримый с эрой — 200—300 млн лет в абсолютном летоисчислении. Ему предшествовал особый мегахрон, продолжительностью в 600—700 млн лет — время высокого стояния всех без исключения платформ, их интенсивной денудации и пенепленизации.

С появлением радиохронологических данных, свидетельствующих о том, что рифей по существу целиком заполняет весь этот предполагаемый промежуток, возникла необходимость осмыслить эти новые данные в рамках концепции о величайших этапах развития земной коры. Как уже упоминалось выше, существует представление об относительно простой периодичности, отраженной в очень крупных циклах — мегациклах — продолжительностью в 500—600 млн лет (Хаин, 1970; и др.), которым подчинены циклы низшего ранга в 150—200 млн лет (Хаин, 1970), или мегациклах длительностью в 700—720 млн лет (В. Choubert, 1967).

Более сложная схема периодичности, разработанная Н. А. Штрейсом в рамках его концепции о биполярности развития Земли, предполагает попеременное перемещение центра тектоно-магматической активности из северного полушария в южное *et visio verso*. Резкое различие между «полным жизни севером» и «мертвым югом» в фанерозое подчеркивал в свое время Г. Штилле. Под мертвым югом он понимал Африку, Южную Америку и Австралию, т. е. по существу область Гондваны, где, начиная с докембрия, почти не было процессов складкообразования (Stille, 1944; Шатский, 1963, стр. 63). На основе данных новейших исследований по геологии докембрия южных материков Н. А. Штрейс (1964) показал, что рифей был временем интенсивной тектонической жизни именно в этой области, где пышно развивались рифеиды — разновозрастные складчатости рифейского времени. Эти идеи получили развитие в схеме, предложенной В. В. Меннером и Н. А. Штрейсом (1971) в их исследовании тектонических аспектов геохронологической шкалы. Как пишут авторы, «...в ходе развития структуры земной коры вырисовывается определенная периодичность, выражающаяся в попеременном возникновении главной массы сооружений завершённой складчатости то на Северной, то на Южной сферах... Нетрудно видеть, что одна из границ периодичности отвечает важному биостратиграфическому рубежу, проходящему между рифеем и фанерозоем и соответствующему в радиологическом отношении 570 млн лет. Вторая аналогичная граница... располагается в основании рифея» (Меннер, Штрейс, 1971, стр. 306).

Третью границу авторы проводят предположительно, на рубеже, датированном цифрами 2600—2700 млн лет, что соответствует границе архея и протерозоя. «Наконец, представляется заманчивым считать четвертой границей периодичности рубеж между неогеном и голоценом, с которым, как известно, связано появление человека. В самом деле, возникновение на Южной сфере узких цепей альпид, подобных узким цепям байкалид Северной сферы, как бы предваряет будущее развитие на Южной сфере ряда складчатых сооружений нового интервала времени, в который, согласно периодичности, вступила наша планета» (там же).

Рифей и фанерозой, согласно этой схеме, являются крупнейшими и равноценными этапами развития земной коры — мегахронами. Их разделяет «величайшая биостратиграфическая граница, проходящая между вендом и кембрием, или, что то же самое, между докембрием и фанерозоем», — «великий рубеж в эволюции органического мира», с которым несравнимы по своей относительной резкости все остальные биостратиграфические границы, даже такие, как между палеозоем и мезозоем или мезозоем и кайнозоем (Меннер, Штрейс, 1971, стр. 301, 302). Подчеркивая, что при любом построении полной геохронологической шкалы нельзя пройти мимо этого рубежа, и что в каждой такой шкале он должен занимать свое законное место «не как граница вообще, а как граница между равнозначными подразделениями одного и того же ранга», авторы считают, что этому великому рубежу отвечают и крупнейшие события в истории Земли. «Это одна из границ общей периодичности ее развития, отвечающая перемещению сфер основной тектонической активности из южного полушария — в северное» (Меннер, Штрейс, 1971, стр. 306).

В отличие от Н. С. Шатского, В. В. Меннер и Н. А. Штрейса отказались от представления о неогее как подразделении, объединяющем рифей и фанерозой, считая такое подразделение искусственным как с историко-геологической, так и с палеонтологической точки зрения. Название «неогей» они предложили сохранить только за фанерозойским мегахроном.

Между тем, как кажется, именно та периодичность в развитии Земли, которая намечена авторами, не только прекрасно согласуется с представлениями о единстве рифея и фанерозоя в рамках крупнейших интервалов этой периодичности, но и проливает на нее новый свет.

В самом деле, четыре рубежа, намеченные В. В. Меннером и Н. А. Штрейсом, в свете их собственной концепции не являются вполне аналогичными. Они, фактически, группируются парно. Четвертый рубеж, как и второй, знаменует возврат «сферы основной тектонической активности» из северного полушария в южное. Оба эти рубежа в совокупности ограничивают полный цикл развития, охватывающий оба полушария.

Именно этот полный цикл или интервал совпадает с неогеем в понимании Н. С. Шатского. Если позаимствовать у В. В. Меннера и Н. А. Штрейса изящную аналогию с днем и ночью, применив ее к рифейскому и фанерозойскому интервалам геологической истории, то неогей можно сравнить с полным временем обращения Земли вокруг оси — с сутками. Признать «естественность» неогее заставляют те общие закономерности развития земной коры в рифее и фанерозое, которые подчеркивал Н. С. Шатский. Его концепция в этой своей части остается в полной силе, а представление об отличии рифейского и фанерозойского этапов от более древних получило значительное развитие в позднейших работах (Павловский, Марков, 1963; Яншин, 1965; Тектоника Евразии, 1966; Богданов, Хаин, 1968; и др.). Специфику нуклеарного и протогеосинклинального развития земной коры в дорифейский этап геологической истории признают также В. В. Меннер и Н. А. Штрейс, отрицая лишь резкую грань между ним и последующими стадиями.

Сходство в развитии рифейд южного и фанерозойд северного полушарий прекрасно показано Н. А. Штрейсом (1964). Оно подчеркивается в рассмотренной схеме сходным расчленением рифея и фанерозоя на эры — группы.

Неогей в понимании Н. А. Штрейса и В. В. Меннера является полным синонимом фанерозоя, а мегахрон в таксономическом отношении становится на месте эона. Вероятно, следует сохранить термин «мегахрон» для интервала геохронологической шкалы, объединяющего рифей и фанерозой, и аналогичных более древних интервалов. Эоны в таком случае можно было бы рассматривать как подразделения подчиненного ранга, отвечающие примерно половине мегахрона.

Самый термин «эон» уже вошел в стратиграфическую практику. Он узаконен в стратиграфических кодексах ряда стран (Жамойда и др.; 1969; Rankama, 1970a), а в качестве его стратиграфического аналога предложен термин «эонотема» (Келлер, 1966b; Hedberg, 1966; Rankama, 1967, 1970a; и др.).

Типом эона, бесспорно, следует считать фанерозой. Из двух предложенных Дж. Чедвиком эонов, только он отвечает строго определенному интервалу геологической истории большой, но измеримой длительности. В нашей литературе прочно заняло место представление о фанерозое, объединяющем в хронологическом отношении то, что Н. С. Шатский называл «историческим периодом» развития Земли, а в стратиграфической шкале — отложения палеозоя, мезозоя и кайнозоя вместе взятые.

Б. М. Келлер иногда (1966b, 1970b) рассматривал рифей как докембрийскую эонотеку, исходя из сравнения его с фанерозоем. Определяя

эонотемы, он подчеркнул, что они отличаются от групп фанерозоя чрезвычайно большой длительностью, порядка 0,5—1 млрд. лет, и, таким образом, представляют собой подразделения более высокого ранга. Их отличают: «...особый этап развития земной коры; геохимические особенности, обуславливающие типы осадочных формаций; органический мир, свойственный определенному этапу его развития» (Келлер, 1966б, стр. 1406—1407). Обращаясь к специфическим чертам рифейской эонотемы, Б. М. Келлер писал, что для нее характерны: «1) возникновение платформ на чрезвычайно широких площадях, не преобразованных в последующие эпохи и сохранивших свои специфические черты до настоящего времени; 2) особый комплекс осадочных формаций, среди которых для платформ особенно важны доломитовая, красноцветная, обломочная, а для геосинклинальных прогибов аспидная, железорудная и различные вулканогенные формации и др.; 3) особый органический мир с массовым распространением следов жизнедеятельности сине-зеленых водорослей, формирующих строматолитовые постройки, появление животных без твердого скелета, при полном отсутствии настоящей скелетной фауны» (там же).

Выделять рифей в качестве особого эона в составе докембрия кажется более правильным, чем рассматривать в качестве эонов архей и протерозой, как это принято, например, Геологической службой Канады. Тем более неудачным представляется объединение всего докембрия в составе одного огромного археозойского эона или криптозоэа.

БИОСТРАТИГРАФИЯ И ШКАЛА ДОКЕМБРИЯ

Термин «криптозой» мог считаться вполне правомочным, пока существование разнообразных организмов в докембрии лишь постулировалось на основании теоретических предпосылок, исходя из присутствия в кембрии разнообразных и достаточно уже развитых групп. Представляется, что в свете современных данных противопоставление фанерозою — криптозоэа — докембрия в какой-то степени устарело и начинает терять реальный смысл.

Нижний предел распространения органических остатков, как растительных, так и животных, уходит далеко в глубь докембрия. Мы не знаем, в какой момент истории планеты возникла ее биосфера. Теоретически именно этот важнейший рубеж и определяет нижний предел возможности периодизации геологической истории на биостратиграфической основе.

Сейчас еще трудно предрешить, каковы реальные перспективы применения биостратиграфических методов в раннем докембрии. Данные о присутствии органических остатков в отложениях с возрастом до 3 млрд лет заставляют в корне пересмотреть привычные представления о безжизненности не только нижнего протерозоя, но даже архей.

В применении к верхнему докембрию, или рифею, термин «криптозой» явно грешит неточностью. Следы жизни, не скрытой, а явной, хотя и отличной от палеозойской и мезо-кайнозойской, обнаруживаются здесь в массовом количестве. Флористические остатки представлены порообразующими строматолитами и микрофитолитами, не достигающими ни в каких других отложениях подобного широчайшего развития, а также акритархами; фаунистические остатки принадлежат почти исключительно бесскелетным, но весьма разнообразным и относительно высокоорганизованным животным.

Поэтому та важная и на редкость выразительная граница, какой является основание кембрия, может считаться нижним рубежом фанерозойского эона лишь в том случае, если мы будем понимать фанерозой как время существования животных организмов с твердым скелетом. Именно наличие скелетной фауны уже давно сделало доступным и об-

щепринятым использование биостратиграфических методов для отложений палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

По смыслу самих терминов и фанерозой, и криптозой являются понятиями прежде всего гносеологическими. Вводя их в нашу литературу, Б. М. Келлер истолковал их соответственно как «эон явной жизни» и «эон скрытой жизни», следуя в этом Дж. Чедвику (Келлер, 1966б). Быть может, было бы точнее говорить о «фанеробиосе» и «криптобиосе», ибо «зой» ассоциирует скорее с животной жизнью, чем с жизнью вообще. Истолкование палео-, мезо- и кайнозоя, как эр древней, средней и новой жизни, очень привычно, но вместе с тем палеозой нередко противопоставляется палеофиту, мезозой — мезофиту и т. д. Недавно фанерозой был противопоставлен фанерофит (Соколов, 1971).

Если рассматривать фанерозой и криптозой (или «фанеробиос» и «криптобиос») в первоначальном, гносеологическом смысле, граница между ними окажется рубежом познанного и еще непознанного интервалов истории органического мира нашей планеты. В этом случае эта граница в принципе не может быть стабильной. По мере развития наших знаний она должна неминуемо отодвигаться в глубь геологической истории, или, что то же, опускаться все ниже по стратиграфической шкале.

Надо, однако, заметить, что в геологической практике фанерозой приобрел четкий стратиграфический смысл, став удобным собирательным термином, объединяющим палеозой, мезозой и кайнозой. Его объем оказался закрепленным именно в таком значении потому, что верхняя граница докембрия совпадала с рубежом фанерозоя («фанеробиоса») многие десятки лет.

Фанерозой в методическом отношении объединяют ту часть шкалы, для которой главной основой ее построения и разграничения ее единиц служат фаунистические остатки.

Б. С. Соколов (1967) поставил вопрос о несовпадении нижней границы фанерозоя с верхней границей докембрия. В понятие «фанерозой» он вкладывает прежде всего идею общности фаун венда, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Б. С. Соколов опирается на состав вендских фаун, представленных высокоорганизованными беспозвоночными организмами эдиакарского типа. В них он, как и многие другие исследователи, в том числе П. Клауд, М. Глесснер, А. Термье и Ж. Термье, видит непосредственных предшественников палеозойских скелетных животных.

Венд, однако, еще не стал фанерозоем в том смысле, что использование указанных групп бесскелетных животных в биостратиграфических целях наталкивается здесь на многие трудности, связанные в первую очередь с редкостью остатков таких организмов в осадочных сериях. Не исключено, что и в будущем, как и сейчас, биостратиграфии докембрия предстоит опираться на растительную органику тех групп, которые имеют в нем массовое распространение.

Рифей уже сейчас может считаться «фанерофитом», ибо развитые в нем остатки растительного происхождения дали возможность наметить разработку его шкалы на биостратиграфической основе. Во всяком случае рифей сейчас целиком выходит из состава криптозоя.

Применимость биостратиграфических методов для верхнего докембрия можно считать доказанной на примере рифея СССР, а разработка общей стратиграфической шкалы на их основе — сейчас уже задача сегодняшнего дня. Шкала верхнего докембрия, как и шкалы палеозоя, мезозоя и кайнозоя, в принципе строятся одинаково. Иное дело — детальность тех единиц, которые выделяются или могут быть выделены сейчас в верхнем докембрии, а также степень точности проведения их границ. Допалеозойские биостратиграфические подразделения, несомненно, резко уступают в этом отношении единицам фанерозоя. Их грубость и несовершенство были подчеркнуты введением для них названий «фитема» или «протосистема» (Келлер, 1966б).

Различия между подразделениями верхнего докембрия, с одной стороны, и палеозоя — мезо-кайнозоя — с другой, не являются, однако, коренными. Это лишь различия в степени достижимой сейчас точности, сравнимые с различием, например, между двумя геологическими картами, построенными в единой легенде, но в резко ином масштабе — мелкомасштабной схематической картой еще слабо изученной территории, недавно бывшей «белым пятном», и детальной картой прекрасно исследованного, давно освоенного региона.

Подразделения верхнего докембрия, нижний, верхний и средний рифей, являются подразделениями биостратиграфическими и характеризуются прежде всего определенными комплексами органических остатков. В то же время хорошо известно, что первоначально каждое из них было выделено на основе определенной стратотипической серии. Это обстоятельство не только не нарушает единства системы подразделений рифея — фанерозоя, но еще более сближает эти подразделения.

Биостратиграфический принцип построения шкалы верхнего докембрия не нарушается и в тех случаях, когда при трассировании верхнедокембрийских подразделений и их границ в тех или иных конкретных разрезах при недостатке палеонтологических данных применяются литолого-стратиграфические и иные критерии. В самом деле, и при исследованиях в палеозойских или мезо-кайнозойских отложениях такие случаи достаточно обычны. Это, однако, не рассматривается как обстоятельство, ставящее под сомнение неизбежность биостратиграфического принципа в выделении тех или иных систем, ярусов и т. д., а лишь как вполне естественная необходимость привлечения вспомогательных коррелятивов, роль которых в практике геологических работ трудно переоценить.

Среди вспомогательных методов корреляции для отложений рифея особое значение приобретают радиохронологические методы. Они здесь неизмеримо важнее, чем для отложений палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Для большей части последних сейчас точность корреляции, возможная на основании определений абсолютного возраста пород по калию — аргону, рубидию — стронцию и урану — свинцу, в большинстве случаев намного уступают точности, достижимой палеонтологическими методами. Исключение составляет та часть шкалы квартера, где возможно применение радиоизотопного углерода.

Напротив, для отложений верхнего докембрия или рифея степень точности палеонтологических методов при корреляции отложений пока соизмерима со степенью точности, достижимой калий-аргоновым или рубидий-стронциевым методом, когда речь идет об определении возраста минералов, сингенетичных вмещающим толщам. Иное дело определения возраста осадочных толщ по прорывающим их телам изверженных пород, дающим лишь верхний предел возраста прорванных толщ, или по переотложенным минералам, дающим лишь нижний возрастной предел вмещающих толщ. Исходные недостатки этих способов корреляции кроются здесь в природе геологических соотношений и отодвигают на задний план неточность самих определений как для молодых, так и для более древних осадочных толщ.

Если способы корреляции могут быть весьма разнообразными, иными словами, если при трассировании тех или иных стратиграфических единиц может быть использован весь комплекс палеонтологических, литолого-стратиграфических и радиологических методов, то самое выделение единиц стратиграфической шкалы может, напротив, проводиться лишь по одному, раз избранному принципу. Для отложений верхнего докембрия, как и для отложений палеозоя и мезо-кайнозоя, таким единым принципом может, а следовательно, и должен быть принцип биостратиграфический.

Значительно сложнее вопрос о единицах шкалы сегодняшнего на-

стоящего криптозоя. Им является та еще точно не отграниченная снизу часть докембрия, где биосфера уже существовала, но где состояние изученности органических остатков пока не позволяет применить биостратиграфические методы периодизации его истории. Задача создания здесь системы стратиграфических единиц, адекватных единицам фанерозойской шкалы, представляется исключительно трудной и пока практически невыполнимой. Среди органических остатков, которые известны из отложений раннего докембрия, еще не наметились группы, которые могли бы стать руководящими. Границы, намечаемые здесь на основе тектоно-магматических событий, судя по всему, не могут расцениваться как рубежи, адекватные рубежам биостратиграфических единиц фанерозоя или верхнего докембрия.

Геотектонические события, как бы значительны они ни были, вообще не дают четких синхронных рубежей. Даже один из главных основоположников учения о кратковременных планетарных фазах складчатости, Г. Штилле, предпочитал обращаться, как мы видели, к биостратиграфическим критериям, когда речь шла о точности привязки границы альгонка и палеозоя. Так же поступали И. Седерхольм и А. Грабау в вопросе о нижней границе кембрия.

В современной тектонике представление о растянутости тектонических процессов во времени и асинхронности их проявлений является, пожалуй, господствующим, по крайней мере, когда речь идет о фанерозое. Это представление проникло даже в научно-популярную литературу.

Растянутость тектоно-магматических событий неоднократно подчеркивал Н. С. Шатский, который одно время прямо говорил о «перманентной» складчатости. Предлагая выделять эры — группы неогей как предбайкальскую, предкаледонскую, предгерцинскую и предальпийскую стадии развития земной коры, он в то же время подчеркивал асинхронность проявлений каждой из разграничивающей их складчатостей — «байкальскую (рифейскую) складчатость нельзя рассматривать как штиллеанскую «фазу». Точно так же, как в герцинидах период превращения геосинклинали в платформу в одних местах (Западная Европа, США) — допермский, в других — послепермский, но дотриасовый, в третьих, наконец, нижнетриасовый (Урал), как в каледонидах основные движения приходятся то на границу ордовика и готландия (США), то на конец нижнего палеозоя (Грампианская геосинклиналь), так и в байкалидах эти движения были приурочены не только к концу нижнего кембрия, но и к границе кембрия и палеозоя» (Шатский, 1963, стр. 578).

А. Л. Яншин, анализируя материалы по территории Евразийского материка, высказал решительное убеждение в «отсутствии не только общепланетарных кратковременных фаз складчатости, но и общепланетарных кратковременных эпох складчатости» и в том, что «так же, как не было эпох повсеместной одновременной складчатости, не было и хронологических разрывов между такими эпохами — планетарных эпох тектонического покоя» (Яншин, 1964, стр. 10, 11).

В. В. Меннер и Н. А. Штрейс, отметив, что границы четырех эр, которые они выделяют в фанерозое, «будут более или менее совпадать с рубежами каледонской, герцинской, мезозойской и альпийской складчатости», подчеркнули, что «каждый такой рубеж в различных тектонических зонах не полностью изохронен» (Меннер, Штрайс, 1971, стр. 307).

Б. С. Соколов весьма определенно говорит о дифференцированности геологической жизни земной коры в пространстве и времени и подчеркивает, что «ни один из физических методов даже не приближается сколько-нибудь существенно к биохронологии по полноте взаимной информационной связи любых региональных схем стратиграфических подразделений фанерозоя (и даже позднего докембрия) с общей хроностратиграфической шкалой Земли...» (Соколов, 1971, стр. 162—163).

Не все исследователи согласны с тем, что асинхронность геотектонических рубежей, столь четко проявляющаяся в фанерозое, была свойственна и докембрию. Нередко считают, что дифференцированность тектонической жизни Земли в пространстве и времени резко убывает вниз по геохронологической шкале (Салоп, 1964 и др.; Хаин, 1970; и др.). С этим связывается «...относительная легкость широких стратиграфических и тектонических корреляций в пределах докембрия и отчасти палеозоя и все возрастающая их трудность по мере приближения к современности» (Хаин, 1970, стр. 37).

С тезисом о легкости широких стратиграфических корреляций в докембрии, основанных на несогласиях и других физических проявлениях тектонических событий, согласиться очень трудно. Ему противоречит вся практика работ по корреляции докембрийских серий и составлению унифицированных схем докембрия, хотя бы лишь для территории СССР.

Приведенный рисунок (фиг. 5) дает некоторое представление о том, как проводились, например, границы верхнего рифея на схеме, относящейся к тому времени, когда наиболее яркие несогласия служили главным критерием корреляции для докембрия.

Но и на основе радиохронологических данных подразделения в докембрии выделяются неоднозначно, число их варьирует в схемах различных авторов, как и возрастные значения границ. Рубежи любого подразделения в каждой из схем настолько «размыты», что, строго говоря, являются не рубежами, а широчайшими временными поясами (time-belts). По длительности они отвечают интервалам в 100—200 млн лет или даже более. Таким образом, и здесь вряд ли можно говорить о легкости широких корреляций подразделений докембрия и слабой дифференцированности тектонических событий этого времени.

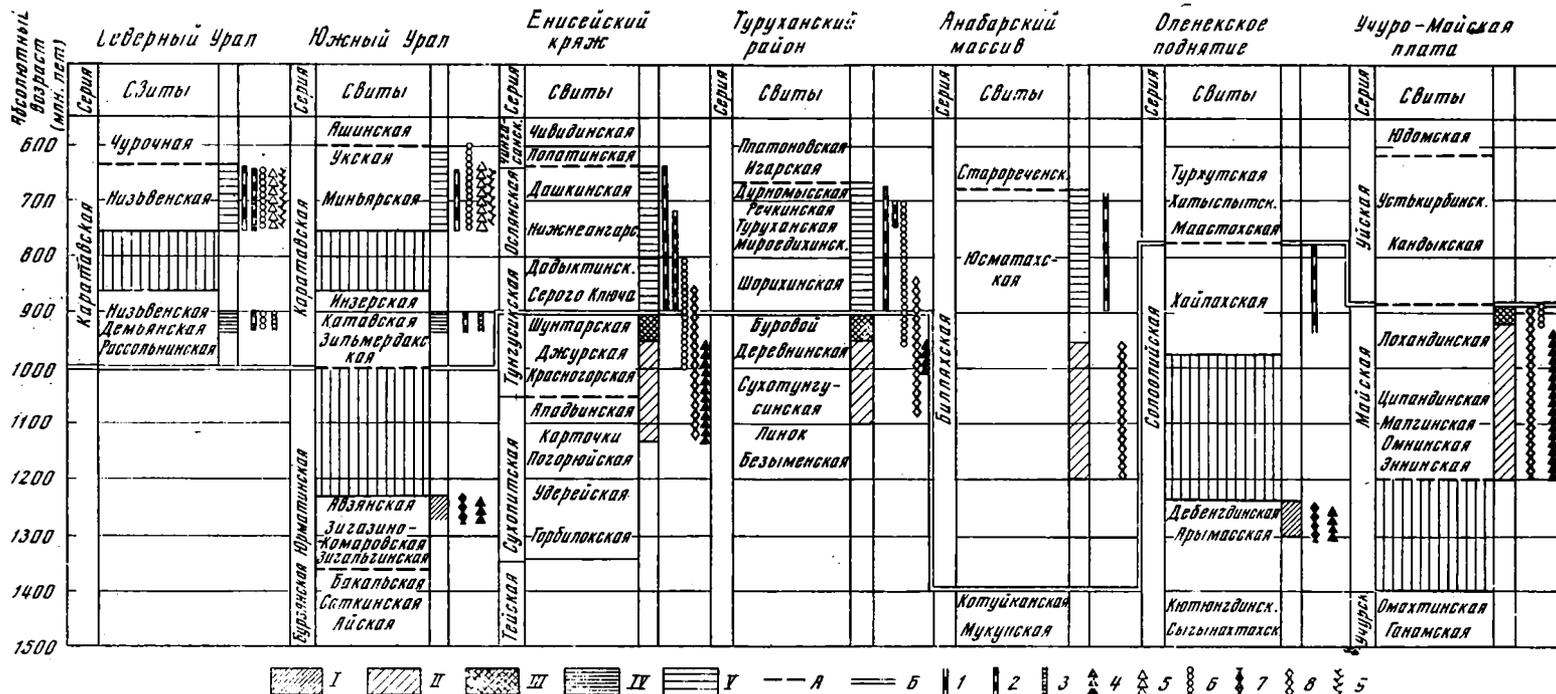
Сторонники концепции слабой дифференцированности тектонического развития Земли в пространстве и времени в докембрийскую стадию вынуждены искать объяснений гетерохронности датировок. Так, Л. И. Салоп (1970) считает, что тектоно-плутоническим циклам докембрия отвечали интервалы времени более узкие, чем это следует из аналитических данных; истинные рубежи этих интервалов маскирует, по его мнению, большой разброс изотопных датировок, обусловленный неточностью методов, вторичными преобразованиями минералов и отчасти — медленным угасанием термальных процессов.

Все же Л. И. Салоп признает, что тектоно-плутонические циклы докембрия отвечают не кратким диастрофическим фазам, «которые могут быть асинхронны в пределах даже одного региона, а длительным эпохам усиления тектоно-магматической активности», и подчеркивает всю сложность вопроса о том, какие значения возраста следует принять «за рубеж, разделяющий эры» (Салоп, 1970, стр. 114).

Сам он считает, что «для характеристики абсолютного возраста плутонических циклов, вероятно, правильнее брать более древние значения, отвечающие правой части пиков на гистограмме Гастилла» (Салоп, 1964, стр. 17). Другие авторы предлагают использовать в качестве рубежей верхние точки пиков, т. е. самые максимумы.

Широко известная гистограмма Ж. Гастилла (Gastill, 1960), а также более поздние данные Б. Шубера (B. Choubert, 1967) наглядно демонстрируют наличие реально существующих максимумов планетарной тектоно-магматической активности, которые выявляются при статистической обработке массовых датировок. Они же свидетельствуют о непрекращающемся характере этой активности и растянутости периодов ее возбуждения в докембрии, как и в фанерозое (см. фиг. 2).

Математически вычисленный максимум, датирующий тот или иной цикл тектоно-магматической активности, имеет хотя бы то преимущество, что теоретически может быть сведен к одной точке геохронологической шкалы.



Фиг. 5. Граница среднего и верхнего рифея в свете вертикального распространения строматолитовых комплексов (Раабен, 1964а)

I — V — интервалы распространения строматолитовых комплексов;

I — III — среднерифейские комплексы;

I — с *Baicalia baicalica* Kryl.,

II — с *Baicalia prima* Sem. и др.;

III — с *Baicalia lacera* Sem. *B. rara* Sem. и др.;

IV — V — верхнерифейские комплексы;

IV — с *Inseria tjomusi* Kryl., *Jurusania*

и др.,

V — с *Gymnosolen* Steinm.

1 — 9 — формы и группы строматолитов;

A — основные размывы;

Б — граница среднего и верхнего рифея, принятая во II томе Стратиграфии СССР, 1963

Однако даже в идеальном случае шкала докембрия, рубежами которой были избраны статистические максимумы, кардинально отличалась бы от существующей шкалы фанерозоя. Только полная перестройка последней могла бы в таком случае обеспечить создание единой шкалы. Такая перестройка вряд ли мыслима, и более реальными являются направления исследований, ставящие задачей выделение единиц, адекватных фанерозойским, в докембрии.

Ю. А. Косыгин (1969) считает возможным, по крайней мере, для палеархейских толщ, создание единой «метрической» хроно-стратиграфической шкалы, в которой опорные изохронные поверхности проводились бы в соответствии с абсолютным летончислением». В качестве опорных рубежей Ю. А. Косыгин предлагал принять изохронные поверхности, «приблизительно соответствующие естественным рубежам..., которые устанавливаются биостратиграфическими, литологическими, а также геотектоническими построениями» (Косыгин, 1969, стр. 68). Для фанерозоя, в частности, они должны примерно отвечать границам существующих подразделений.

Ю. А. Косыгин дал убедительную критику попыток основать единицы единой шкалы на «событиях». Он говорил о тенденции «стягивать различные и одновременные события к одному моменту и считать изохронными такие скользящие события, которые проявляются в различных участках поверхности Земли не одновременно» (там же).

Ю. А. Косыгин, как уже отмечалось, считает неправильным построение шкалы вне связи с существующей системой стратиграфических подразделений. Путь к созданию системы подразделений докембрия, адекватных фанерозойским, его ученики видят в разработке «эталонного метода», основой которого является правильное выделение стратотипических серий и строгая фиксация стратотипов. «Такой подход согласуется с принципами построения единой геохронологической шкалы фанерозоя. Подразделения последней основаны на выделении конкретных комплексов (серий, толщ) горных пород в качестве стратотипов... Создание единой шкалы стало возможным только после разработки палеонтологического метода, явившегося наиболее надежным средством корреляции удаленных разрезов» (Борукаев, Порфенов, 1970, стр. 11).

Исторический ход создания шкалы фанерозоя был в основном именно таков, и весьма вероятно, что некоторые из единиц нынешнего криптозоя, которые выделяются сейчас или еще будут выделяться как «историко-геологические» или «вещественные» комплексы, лягут затем в основу подразделений биостратиграфических, как это имело место для рифея. Важность палеонтологических методов прекрасно понимают, по видимому, например, в Австралии, на которую ссылаются Ч. Б. Борукаев и А. М. Парфенов (1970) как на страну, где «эталонный метод» развивается особенно успешно. Нигде более за рубежом не ведутся сейчас столь интенсивные работы по изучению органических остатков докембрия и в частности аделаидия, объем которого близок к объему рифея.

Если такие подразделения верхнего докембрия, как синий, гренландий, гиперборей, сохранили значение лишь в качестве региональных единиц, то именно потому, что они не получили биостратиграфического обоснования, и даже за пределами типовых регионов их стремились выделять как историко-геологические комплексы.

Рифей и его подразделения, выделенные первоначально тоже как историко-геологические единицы, оказались в принципиально ином положении. Разумеется, огромную роль в этом сыграла интуиция Н. С. Шатского, избравшего для типового комплекса верхнего докембрия миогеосинклиналию область с единым и полным разрезом. Но даже это обстоятельство, вероятно, не спасло бы рифей и подчиненные ему подразделения от участи, общей с участью других, менее удачно вы-

бренных комплексов. Однако вскоре были начаты исследования, показавшие, что рифей и его подразделения характеризуются в стратотипе вполне определенными комплексами водорослевой проблематики — строматолитов и микрофитоцитов, что эти комплексы имеют широкое пространственное распространение и однотипны не только на обширной территории СССР, но и за его пределами.

Самые четкие и богатые комплексы строматолитов и микрофитоцитов характеризуют верхний рифей. Его отложения широко развиты на территории Советского Союза, особенно в складчатых зонах, обрамляющих Русскую платформу, и на Сибирской платформе. Это облегчило исследования и создало необходимые предпосылки к тому, чтобы верхний рифей ранее, чем более древние подразделения верхнего докембрия, оказался исключенным из состава криптозоы в буквальном смысле этого слова.

Глава вторая

ОЧЕРК ИСТОРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ И РАСЧЛЕНЕНИЯ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ

Развитие биостратиграфии докембрия протекало в такие сжатые сроки, что трудно четко разграничить отдельные этапы в истории изучения верхнего рифея. Все же можно наметить первую стадию (1952—1960 гг.), когда создавались первые схемы расчленения рифея; в начале ее верхний рифей выделялся только на историко-геологической основе, а к концу наметилась возможность его палеонтологического обоснования, наряду со средним и нижним рифеем. Этот этап завершился появлением схемы трехчленного деления рифея по строматолитам.

В следующую стадию (1960—1967 гг.) биостратиграфия подразделений рифея пополнилась данными о комплексах микрофитолитов, перестав тем самым опираться на единственную группу органических остатков, и получила прочную базу монографических исследований. Общий облик и основной состав сообществ водорослевой проблематики выяснился именно в этот период. Тогда же наметилась возможность выделения в верхней части рифея единиц более дробных. В этот период был установлен объем верхнего рифея в основных опорных разрезах СССР и окончательно доказано его значение как единицы общей шкалы докембрия СССР.

В последующие годы усилия были направлены, с одной стороны, на выяснение применимости этой шкалы в общепланетарном масштабе, а с другой — на выяснение возможности более дробного расчленения подразделений рифея; в связи с этим стояли и задачи уточнения методики палеонтологического исследования руководящих групп органических остатков рифея.

СХЕМЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ РИФЕЯ

Вскоре после того, как Н. С. Шатский (1945) установил рифейскую группу, Б. М. Келлер, обратившись к проблеме расчленения рифея, предложил выделять нижний, средний и верхний рифей как подразделения, которые «...могут быть намечены не только в пределах Русской платформы, но и прослежены в других областях земного шара» (Келлер, 1952, стр. 51).

Подразделения рифея были выделены на основе трех уральских серий — бурзянской, юрматинской и каратауской. По подошве ашинской серии проводилась нижняя граница кембрия, чем несколько сокращался предложенный Н. С. Шатским объем рифея в стратотипе. Б. М. Келлер рассматривал рифей как систему в составе протерозойской группы, а три его подразделения — как отделы. Полемизируя с Н. С. Шатским о ранге рифея, он аргументировал свою точку зрения, в частности, тем, что рифей имеет вполне определенную палеонтологическую характеристику. «При полном отсутствии ископаемых организмов, свойственных древнему палеозою, рифейская система характеризуется широким распространением растительных остатков. В ее отложениях повсеместно присутствуют примитивные споры высших растений, в карбонатных пачках разреза в огромном количестве встречаются водоросли — строматолиты

родов *Collenia* и *Conophyton*» (там же стр. 49). Б. М. Келлер опирался на предшествующие исследования В. П. Маслова (1937, 1939) по древним строматолитам, а также — на первые результаты применения спорово-пыльцевого анализа к докембрийским толщам (Наумова, 1951).

Комплекс флоры рифея казался относительно устойчивым и мало изменяющимся. Выделение бурзянского, юрматинского и каратауского отделов было осуществлено «больше из регионально-стратиграфических соображений, чем на основе палеонтологических данных» (Келлер, 1952, стр. 50). Основным коррелятивом служила сходная последовательность нескольких свит. Важнейшее значение придавалось также «руководящим типам горных пород», которые сравнивались с руководящими группами ископаемых организмов. Для каратауского отдела особенно характерным представлялось наличие пород, богатых глауконитом, и широкое распространение водорослевых доломитов. Палеонтологические данные предполагались привлечь для решения вопросов стратиграфии подразделений рифея после более детального изучения встречающихся в них растительных остатков. Из таких остатков для каратауского отдела были указаны строматолиты *Collenia buriatica* Masl., *C. compacta* Walcott, *C. ferrata* Grout et Brod., *Conophyton lituus* Masl., водоросли *Osagia* sp., *Anomas* sp., *Epiphyton* sp. и мелкие споры высших растений. Было отмечено, что палеонтологическая характеристика каратавского отдела может дополниться и древнейшими ископаемыми животными — червями, ракообразными: имелись в виду находки из серии Белт, которую Б. М. Келлер рассматривал как вероятный аналог типовой серии. Присутствие таких строматолитов, как *Collenia buriatica* Masl., *Coll. compacta* Walcott, *Conophyton lituus* Masl., которые считались нижнекембрийскими, связывалось с тем, что «каратавский отдел рифейской системы непосредственно предшествует нижнему кембрию» (там же). Б. М. Келлер показал несостоятельность данных о присутствии в каратауской серии палеозойских ископаемых и подчеркнул, что эта серия образует обособленный и полный осадочный цикл.

В состав верхнего рифея, кроме стратотипической серии Южного Урала, Б. М. Келлер включал также рассольнинскую, деминскую и низьвенскую свиты Полюдова кряжа, верхний красный спарагмит Норвегии, редкинскую свиту центральных районов Русской платформы, а также серию п-ова Кильдина. В качестве возможных аналогов на Сибирской платформе были указаны «низы красноцветной толщи кембрия, лишенные окаменелостей», а на Северо-Американской платформе, кроме уже упомянутой серии Белт, также серия Хоар каньона Колорадо. Б. М. Келлер не считал возможным проводить прямое сопоставление рифея СССР с синием Китайской платформы, справедливо считая, что «было бы опрометчиво переносить название синийской системы на наши уральские разрезы до тех пор, пока не выработана удовлетворительная методика сопоставления отложений верхнего протерозоя для столь далеко расположенных друг от друга разрезов, что сравнивать их на основании литологических признаков нельзя» (там же, стр. 52).

Верхний, средний и нижний рифей использовались затем в ряде схем межрегиональной корреляции еще до того, как получили биостратиграфическое обоснование. Привязка разрезов докембрия различных регионов к сериям южноуральского стратотипа рифея вошла в практику многих стратиграфических исследований (Совещание..., 1956; и др.).

В то же время, быстрое накопление материалов по стратиграфии докембрийских отложений восточных районов СССР вызвало попытки создания шкалы верхнего докембрия на основе разрезов Сибири. В. И. Драгунов (1956, 1958, 1961), схема которого наиболее подробно изложена в докладе к XX Международному геологическому конгрессу в Мексике, исходил из представления о широком развитии верхнего докембрия на Сибирской платформе и о близости ее разрезов к разрезам

китайского синия. Приняв этот термин, он выделял нижний и верхний синий с типовыми якутским и китайским комплексами; он считал, что описанные комплексы скорее всего будут отвечать отделам системы, но допускал и возможность более высокого ранга для синия (Драгунов, 1961). В. И. Драгунов сделал попытку палеонтологически обосновать выделенные комплексы: им учтены были данные по строматолитам (Кириченко, 1955, 1961), проблематическим фаунистическим остаткам и спорам (Тимофеев, 1955, 1958).

Хотя В. И. Драгунов возлагал большие надежды на споры, основную роль в предложенной им схеме играли строматолиты. Граница кимайского и якутского комплексов определялась «сменой в разрезе сообществ *Conophyton* и *Collenia* — водорослями *Collenia*» (Драгунов, 1961, стр. 355) и проводилась в кровле свит с массовыми конофитонами: второкаменной и джурской — в Приенисейской зоне, лохандинской — в Алданской зоне, известняков Нанкоу — в Китае. В состав верхнего синия в опорных разрезах Сибири были включены, таким образом, свиты в интервале от Буровой до речкинской — на Туруханском поднятии, от шунтарской до свиты Лантак (дашкинской) — на восточном склоне Енисейского кряжа, а также кандыкская свита Учуро-Майского района. В подошве юдомской свиты проводилась нижняя граница кембрия. Объем кимайского комплекса в понимании В. И. Драгунова в опорных разрезах Сибири почти совпадает, таким образом, с объемом каратауской фитемы в понимании Б. М. Келлера и М. А. Семихатова (1968). При переходе от Сибири к Уралу В. И. Драгунов, однако, резко поднял основание верхнего комплекса по отношению к подошве каратауской серии, которую считал, как и Б. С. Соколов (Sokolov, 1958), аналогом всего синия в целом. Катавская свита отнесена была еще к якутскому комплексу, вероятно, на основании данных о присутствии в ней *Conophyton lituus* Masl.

Вариант двучленной схемы деления верхнего докембрия дали также Б. М. Келлер и В. В. Хоментовский (1960). Рифей они рассматривали как группу, несколько большую по объему, чем палеозойская, исходя из сравнения продолжительности этих подразделений; для рифея она исчислялась тогда в 500 млн лет. Как и в схеме В. И. Драгунова, поздний докембрий (рифей) был подразделен на два комплекса. За нижним было сохранено название якутского, верхний получил название тиманского комплекса или системы. Каждый из них характеризовался прежде всего типом присущих ему формаций. Отличительным для тиманского комплекса считалось наличие красноцветных сланцев с псевдоморфозами каменной соли, а также появление глауконитовых песчаников, «отсутствующих или крайне редко встречающихся в нижележащих отложениях» (Келлер, Хоментовский, 1960, стр. 155). Палеонтологическая характеристика комплексов опиралась на строматолиты: типичным для тиманского представлялось повсеместное развитие «коллений типа *Collenia buriatica* Maslov и других ветвистых форм, еще недостаточно изученных палеонтологически» (там же). Для якутского комплекса Б. М. Келлер и В. В. Хоментовский, вслед за В. И. Драгуновым, считали руководящими строматолиты *Conophyton*.

Объем отложений, включенных в состав тиманского комплекса, значительно отличался от объема кимайского комплекса схемы В. И. Драгунова: в разрезах Сибири тиманский комплекс в полном объеме выделялся лишь на Патомском нагорье. Авторы считали, что из многих разрезов (Анабарский массив, северный склон Алданского массива) он выпадает целиком, а в других представлен лишь самой верхней своей частью (например, на Енисейском кряже). В Европейской части СССР в верхний рифей включались древнейшие толщи Тимана, каратауская серия Южного Урала, сердобская и полесская серии Русской платформы, в Китае — верхний синий Шишаня, в Кордильерах — серия Виндер-

мер, в Аппалачах — низы группы Чилихова и серия Окои, в Гренландии — серия Элеонора-бей, а в Марокко — большая часть серии Адуду.

В дальнейшем большинство исследователей вернулось к схеме деления верхнего докембрия, опирающейся на уральский стратотип, значение которого не раз подчеркивал Н. С. Шатский. В статье, которую он готовил для второго тома «Стратиграфия СССР», принята схема трехчленного деления рифея. Верхний рифей в стратотипе принят в объеме каратауской и ашинской серий (Шатский, 1963).

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ

Недостаток палеонтологического материала, пригодного для обоснования общих подразделений в верхнем докембрии, ощущался, однако, очень отчетливо (Schatsky, 1957; Шатский, 1960; Келлер, Хоментовский, 1960; и др.). Первые результаты исследований, поставленных в Геологическом институте АН СССР, Институте геологии и разведки горючих ископаемых и других организациях с целью восполнить этот пробел, были получены незадолго до XXI Международного геологического конгресса. В их числе была работа И. Н. Крылова (1959а), впервые показавшая своеобразие строматолитовых комплексов каждой из серий стратотипического разреза рифея Урала, его исследование строматолитов о. Кильдина (Крылов, 1959б) и важнейшая в методическом отношении работа И. К. Королюк по строматолитам докембрия и кембрия Иркутского амфитеатра (Королюк, 1960).

В сборнике докладов советских геологов, опубликованном к XXI конгрессу МГК, ряд статей был посвящен органическим остаткам — спорным комплексам, микропроблематике и строматолитам рифея (Наумова, 1960; Рейтлингер, 1960; Королюк, 1960; и др.).

Строматолиты верхних его горизонтов были рассмотрены в статьях М. Е. Раабен (1960) и И. Н. Крылова (1960а). В первой из них «слои с *Gymnosolen*» О. Хольтедаля (Holtedal, 1918), Н. Н. Яковлева (Виттенбург, Яковлев, 1922; Яковлев, 1934) и Е. М. Люткевича (1953) параллелизовались с каратауской серией стратотипа. Во второй было указано, что для верхних горизонтов рифея, как Южного Урала, так и ряда других районов, характерны строматолиты *Collenia buriatica* Masl. В обеих статьях, по существу, было подчеркнуто сходство палеонтологической характеристики стратотипического разреза верхнего рифея и верхних карбонатных свит докембрия Тимана, Канина, Кильдина, Шпицбергена — приуроченность к ним строматолитов с определенной морфологией построек: столбчатых, параллельно-ветвистых форм с цилиндрическими, субвертикальными гладкими столбиками; позднее такие формы были выделены в надгруппу гимносоленид (Раабен, 1964б).

Аналогичные строматолиты, первоначально определенные также как *Collenia buriatica* Masl., были установлены и в верхних горизонтах позднего докембрия Туруханского района. В нижележащих горизонтах в том же районе, а также в тунгусикской серии на Енисейском краже и в майской серии Учуро-Майского района вместе с крупными конофитонами были найдены и «бесстеночные» коллении, сходные с формами из юрматинской серии Урала. Наконец, в учурской серии Учуро-Майского района были отмечены строматолиты того же типа, что и в бурзянской серии (Семихатов, 1960; Нужнов, 1960).

Параллельно биостратиграфическим исследованиям широкое распространение получили радиоизотопные исследования возраста пород докембрия, причем ряд датировок пород рифея был получен к 1960 г. в лабораториях Института геохимии АН СССР и ВСЕГЕИ (Полевая, 1959; Полевая, Казаков, 1960). Обобщение данных, полученных как тем, так и другим методом, легло в основу современной единой шкалы верхнего докембрия, принятой в СССР.

Вскоре после XXI Международного геологического конгресса в печати появилась широко известная коллективная статья (Келлер и др., 1960) со схемой деления рифея на три комплекса: нижний (бурзянский), средний (якутский) и верхний (тиманский). Авторы ее опирались на данные об одинаковом характере смены строматолитовых комплексов в разрезах верхнего докембрия Южного Урала, Туруханского и Учуро-Майского районов и на цифры абсолютного возраста, полученные калий-аргоновым методом, главным образом по глаукониту. Для каждого из подразделений были установлены специфические сообщества строматолитов: для нижнего рифея — конофитоны и «коллении группы *Collenia kusiensis*»; для среднего рифея — крупные конофитоны и «множество коллений типа *Collenia baicalica* Masl.» В состав нижнего комплекса, кроме бурзянской, включались учурская серия Учуро-Майского района, а также тейская серия Енисейского кряжа. К якутскому комплексу на Урале была отнесена юрматинская серия, на Русской плите — серафимовская свита; в сибирских разрезах он был выделен примерно в том же объеме, что и в схеме В. И. Драгунова. Его низы датировались цифрой 1300 млн лет, а граница с верхним рифеем — 1000 млн лет.

К верхнему рифею (тиманскому комплексу) были отнесены каратауская серия Южного Урала, каверинская и сердобская серии Русской платформы, верхняя часть тунгусикской (от подошвы шорихинской свиты) и ослянская серия Туруханского района и Енисейского кряжа, уйская серия и курунурыхская свита¹ восточной окраины Алданского щита. Условно к нему причислялась также серия Цзинбайкой синия Китая. Особенности строматолитовой характеристики были сформулированы следующим образом: «Верхний рифей (тиманский комплекс) отличается от двух предыдущих резким уменьшением или почти полным исчезновением конофитонов и преобладанием в разрезе столбчатых ветвистых «стеночных» строматолитов типа *Collenia ramsayi* Steinm. и *C. burjatrica* Masl.» (Келлер и др., 1960, стр. 39). Вопрос о верхней границе рифея был оставлен открытым; валдайская серия и ее аналоги (ашинская серия Урала, варяжская серия Норвегии) были условно отнесены к кембрийской системе. Абсолютный возраст верхнего рифея оценивался в 1000—600 млн лет.

Выделенный на биостратиграфической основе и под контролем данных абсолютного возраста верхний рифей получил широкое признание как подразделение единой шкалы докембрия СССР, наряду со средним и нижним рифеем.

Детализации и уточнению этой схемы была посвящена серия монографических исследований по строматолитам опорных разрезов рифея, выполненных в основном в период между 1960 и 1964 г. Исследованиями И. Н. Крылова (1960б, 1962, 1963) в стратотипических сериях Южного Урала были установлены различные сообщества преимущественно столбчатых ветвящихся строматолитов. Комплекс каратауской серии оказался самым богатым. Шесть из восьми групп и семь из девяти форм столбчатых ветвящихся строматолитов, монографически описанных И. Н. Крыловым (1963), принадлежат именно к верхнему рифею. Из нижних горизонтов каратауской серии им были указаны *Inseria tjomus* Kryl. и *Jurustania cylindrica* Kryl., а из более высоких — *Gumnosolen ramsayi* Steinm., *G. levis* Kryl., *Minjaria uralica* Kryl., *Pseudokussiella aii* Kryl., *Katavia karatavica* Kryl., а также *Conophyton* sp. и «столбчато-пластовые» *Chancharia* Korol.

¹ Курунурыхская свита, как оказалось впоследствии, не принадлежит к рифею. Верхнерифейские строматолиты были найдены не в отложениях этой свиты, а в карбонатных толщах Охотского массива, которые ранее считались ее аналогами (Нужнов, 1967).

Далее, в серии тех же работ стоят исследования М. А. Семихатова (1962) по строматолитам рифея Туруханского района и Енисейского края (Приенисейской зоны по схеме В. И. Драгунова и Г. И. Кириченко), т. е. тех разрезов Сибири, которые были положены в основу нескольких схем расчленения верхнего докембрия. Эти исследования не только подтвердили присутствие здесь биостратиграфических аналогов верхнего и среднего рифея уральского стратотипа, но и внесли много нового в характеристику каждого из подразделений. В частности, верхнерифейский строматолитовый комплекс оказался морфологически разнообразнее, чем это представлялось ранее. Наряду с представителями руководящих групп *Gymnosolen* и *Minjaria*, здесь были описаны формы иного характера — *Tungussia nodosa* Semikh., *T. confusa* Semikh., *Turchania arbora* Semikh., а в самых низах разреза верхнего рифея — такие формы группы *Baicalia* Kryl., как *B. lacera* Semikh., *B. rara* Semikh. и *B. unca* Semikh. (Семихатов, 1962; Семихатов и др., 1963).

Автор настоящей работы изучил строматолиты Полюдова края, Тимана и п-ова Канина — т. е. разрезов верхнего рифея, давших название тиманскому комплексу, системе, а позднее — фитеме. Кроме известных на Южном Урале *Inseria tjomusi* Kryl., *Jurusania* Kryl., *Gymnosolen ram-sayi* Steinm. и форм, близких к *Minjaria uralica* Kryl., здесь удалось установить как новые формы *Inseria* и *Gymnosolen*, так и представителей сибирской группы *Tungussia* Semikh. и других морфологически близких к ней групп: *Parmites* Raab. и *Poludia* Raab. Здесь были установлены также особые виды *Conophyton* и *Kussiella* — групп, прежде считавшихся свойственными только доверхнерифейским отложениям (Раабен, 1964б).

Дополнительное изучение строматолитов южноуральского стратотипа каратауской серии подтвердило единство строматолитовых комплексов верхнего рифея всей зоны восточного и северо-восточного ограничения Русской платформы (Раабен, Журавлев, 1962). Кроме того, для зоны в целом наметилось «...различие строматолитовой характеристики нижних и верхних горизонтов верхнего рифея» (Раабен, 1964б, стр. 107), а вместе с тем и возможность более дробного биостратиграфического расчленения этого подразделения.

Большой интерес представили исследования строматолитовых комплексов северных районов Сибири. Основные подразделения рифея были первоначально выделены в опорном разрезе бассейна р. Котуйкан на Анабарском массиве (Журавлева, Комар, 1962; Семихатов и др., 1963). Монографическое описание строматолитов верхнего рифея Анабарского массива было дано В. А. Комаром (1964). В этой работе были приведены и предварительные данные по строматолитам рифея Оленекского поднятия. Их описание в этом очень полном разрезе, изученном сотрудниками Научно-исследовательского института геологии Арктики и ВАГТ (Журавлев, Сороков, 1954; Битерман, Горшков, 1962), было опубликовано позднее в монографии В. А. Комара (1966). В ней были приведены также данные по строматолитам рифея хр. Хараулах; основная стратиграфическая схема этого района установлена ранее М. Н. Коробовым (1963). В. А. Комар провел также послонные сборы глауконита из различных толщ докембрия северных районов Сибири, что позволило, в частности, получить одну из наиболее точных датировок границ верхнего и среднего рифея (Казаков и др., 1965).

В верхнерифейском комплексе северных районов Сибири были установлены новые формы групп *Gymnosolen* Steinm. и *Voxonia* Korol., представители новой группы *Kotuikania* Kom. и ряд пластовых и желваковых форм из группы *Irregularia* Korol., *Stratifera* Korol. и *Nucleella* Kom. Самые высокие горизонты докембрия — старореченская и туркютская свиты — оказались особенно богаты пластовыми и желваковыми строматолитами. Из столбчатых форм здесь была найдена лишь *Voxonia grumulosa*:

Ком., близкая к *B. gracilis* Kor. Эти горизонты были отнесены к выделенному З. А. Журавлевой и В. А. Комаром (1962) юдомскому комплексу, который позднее стал считаться аналогом венда Русской платформы.

В числе опорных разрезов рифея был изучен также разрез Учуро-Майского региона (Нужнов, Ярмолюк, 1959, 1963). Строматолиты здесь были монографически описаны С. В. Нужновым (1967). С. В. Нужнов не выделял биостратиграфически охарактеризованного верхнего рифея: его данные, однако, показали известное своеобразие строматолитового комплекса верхней части лохандинской свиты (Раабен, 1964а). Эти горизонты позднее были отнесены к верхнему рифею (Семихатов, Комар, 1965; Забродин, 1965, 1968а, б; Крылов и др., 1968; Хоментовский и др., 1969; Комар и др., 1970). В результате перечисленных исследований были получены уже достаточно четкие представления о строматолитовых комплексах подразделений рифея в миогеосинклинальных и платформенных разрезах Советского Союза. И. Н. Крыловым были опубликованы также данные по эвгеосинклинальному разрезу Тянь-Шаня (Королев, Крылов, 1962). Они показали возможность выделения здесь единиц биостратиграфической шкалы рифея, установленных в резко различных структурно-фациальных зонах.

В ходе исследований в представления о распределении строматолитов по разрезу рифея были внесены существенные коррективы. Значительные изменения претерпела систематика строматолитов (Королюк, 1960; Крылов, 1962, 1963; Семихатов, 1962; и др.). Первоначальная палеонтологическая характеристика верхнего рифея кажется изменившейся до неузнаваемости даже за краткий период между опубликованием первой биостратиграфической схемы (Келлер и др., 1960) и появлением в печати доклада о предварительных результатах монографических работ (Королюк и др., 1962). «Для верхнего рифея,— отмечено в этом докладе,— характерны различные формы группы *Gymnosolen* Steinm. и *Minjaria* Kryl., которым сопутствуют *Voxonia* Korol., *Tungussia* Sem. и своеобразные конофитоны» (Королюк и др., 1962, стр. 181). Далеко не все строматолиты в этом списке являются новыми, как может показаться на первый взгляд; название *Collenia ramsayi* было упразднено как поздний синоним *Cymnosolen ramsayi* Steinm.; к формальному роду *Gymnosolen* была отнесена часть форм, ранее названных *Collenia buriatica* Masl.; другие были включены в синонимику нового рода *Minjaria* Kryl. Таким образом, относительно *Collenia* список был лишь трансформирован и дополнен группами *Voxonia* и *Tungussia*. Что касается конофитонов, то представление об их отсутствии в верхнем рифее оказалось ошибочным, и от него пришлось отказаться.

Более развернутая характеристика рифейских комплексов была приведена в сводке по верхнему докембрию в очерке, посвященном строматолитам (Королюк, 1963), а также в коллективном докладе, опубликованном к XXII сессии Международного геологического конгресса (Комар и др., 1964). В этих работах, обобщающих как монографические, так и предварительные данные по опорным разрезам Южного Урала, Полудова кряжа, Тянь-Шаня, Енисейского кряжа, Туруханского, Учуро-Майского и других районов Сибири, был установлен объем толщ, заключающих строматолиты нижнего, среднего и верхнего комплексов рифея, и приведен родовой и видовой состав комплексов в каждом из разрезов.

Было подчеркнуто, что к верхнему рифею принадлежит богатый и своеобразный комплекс, включающий «широко распространенные и лишь для него характерные группы» (Королюк, 1963), что для него особенно типично «появление и широкое развитие сложно ветвящихся, вертикально-столбчатых, «стеночных» строматолитов с гладкими столбиками, с глубоким облеканием микрослоев», таких, как *Gymnosolen* Steinm., *Minjaria* Kryl., *Inseria* Kryl., *Voxonia* Kor., которым сопутствуют *Jurusania* Kryl., *Turukhania* Sem., *Conophyton*, представленные особыми

формами, а также проходящие из среднего рифея представители групп *Baicalia* Kryl. и *Tungussia* Semikh. (Комар и др., 1964, стр. 181). В характеристику комплексов нижнего, среднего и верхнего рифея включались в основном формальные роды (группы). Большинство формальных видов строматолитов казались ограниченными в своем распространении одним-двумя опорными разрезами. Однако известные уже в то время данные о вертикальном распределении таких видов указывали на перспективность их дальнейшего изучения для детализации стратиграфии рифея. Сводка, посвященная конофитонам СССР, показала стратиграфичность форм этой группы, выделенных по характеру микроструктуры слоев, и оттенила особенности форм, свойственных верхнему рифею (Комар и др., 1965).

Рассмотренная серия работ завершилась опубликованием нескольких монографий. Мы уже упоминали о монографиях В. А. Комара (1964, 1966). И. Н. Крылов (1967а) дал монографическое описание строматолитов эвгеосинклинальных разрезов верхнего рифея Тянь-Шаня и Казахстана и привел ряд данных по другим районам. Так, в стратотипическом разрезе Урала он изучил специфику строматолитов верхних горизонтов каратауской серии, описав, в частности, новую группу *Linella* (Крылов, 1967а, 1969) из укской свиты. Толчком к пристальному изучению укских форм послужили данные о принадлежности микрофитолитов этой свиты к юдомскому комплексу (Журавлева, 1963, 1964).

Исследование строматолитовых комплексов рифея и, в частности, верхнего рифея, получило широкое распространение после того, как выяснилась их перспективность для проблем стратиграфии. За последние годы различными исследователями изучены богатые материалы как по основному опорным районам, так и по ряду новых.

В северных районах Сибири дополнительные монографические исследования строматолитов Анабарского массива в опорном разрезе р. Котуйкан, а также на Таймыре были проведены Н. П. Головановым в составе экспедиции НИИГА. Сотрудниками экспедиции были изучены и другие группы водорослевой проблематики (Мильтштейн, 1965, 1970; Голованов, 1966, 1967; Голованов, Злобин, 1966; и др.). Строматолиты Анабара и Хара-Улаха привлекли также внимание И. Н. Крылова, И. Г. Шаповаловой и других исследователей (Крылов и др., 1968; и др.).

В более южных районах Сибири были также проведены большие работы: особенно интенсивно изучались пограничные слои докембрия и кембрия в связи с выделением венда (юдомия) в качестве биостратиграфической единицы. В частности, был освещен облик столбчатых строматолитов юдомской свиты в стратотипической области ее развития (Крылов, 1967б, 1968, 1969; Семихатов и др., 1967, 1970); получены были также данные по характеристике пограничных слоев верхнего и среднего рифея Юдомо-Майского прогиба (Комар, Семихатов, 1965; Забродин, 1965, 1968а; Шенфильд, 1968; Крылов и др., 1968; Комар и др., 1970).

Внимание исследователей вновь привлекли и другие классические опорные разрезы: Туруханский район, Енисейский кряж (Крылов, 1967а, 1968, 1969; Крылов и др., 1968; Шенфильд, 1968; Комар, Серебряков, 1969), а также Присаянье и Прибайкалье (Шенфильд, 1968; Хоментовский и др., 1969, 1972).

Впервые выяснился с известной полнотой состав верхнерифейского и других строматолитовых комплексов Патомского нагорья (Шенфильд, 1965, 1968; Крылов, 1967б, 1968, 1969; Дольник, 1969). Мы еще остановимся как на результатах этих исследований, так и на данных по Колымскому, Охотскому, Омолонскому и другим срединным массивам Дальнего Востока (Фурдуй, 1965, 1968; Комар и др., 1970).

Исследования строматолитовых комплексов рифея, и особенно верхнего рифея, не ограничились пределами Советского Союза. Сотрудниками Научно-исследовательского института геологии Арктики было нача-

то изучение строматолитов на Шпицбергене, на о. Северо-Восточная Земля (Красильщиков и др., 1965; Голованов, 1967), причем обнаружилось их сходство с формами каратауской серии (Голованов, Раабен, 1967). Автор настоящей работы провел более детальные исследования на Северо-Восточной Земле, а также на о. Западный Шпицберген (Раабен, 1967, 1969, 1972; Раабен, Забродин, 1969, 1972).

Весьма интересные данные получены по некоторым другим зарубежным разрезам верхнего докембрия, где обнаруживаются отдельные характерные верхнерифейские формы. Такие формы установлены в докембрии Калифорнии, а также в Австралии, в толщах, датированных радиоизотопным методом (Cloud, Semikhatov, 1969).

Под влиянием успехов биостратиграфических исследований в СССР значительно повысился интерес к строматолитам докембрия у зарубежных исследователей. Опубликован ряд работ, дающих несравненно более полное, чем прежде, представление о строматолитах Северной Африки (Bertrand-Sarfati, 1966, 1968, 1969, 1972; Trompette, 1969), Австралии (Glaessner, 1969, 1972), Индии (Misra, 1969; Valdiya, 1969; Chaudhari, 1970). Авторы их часто обращаются к методам, разработанным в Советском Союзе, что очень облегчает сравнительный анализ форм. Мы еще вернемся к результатам этих публикаций; заметим здесь, что верхний рифей на основе строматолитов с большей достоверностью устанавливается на различных материках, но что в большинстве зарубежных разрезов еще предстоит выяснить как его объем, так и специфические особенности строматолитовых комплексов.

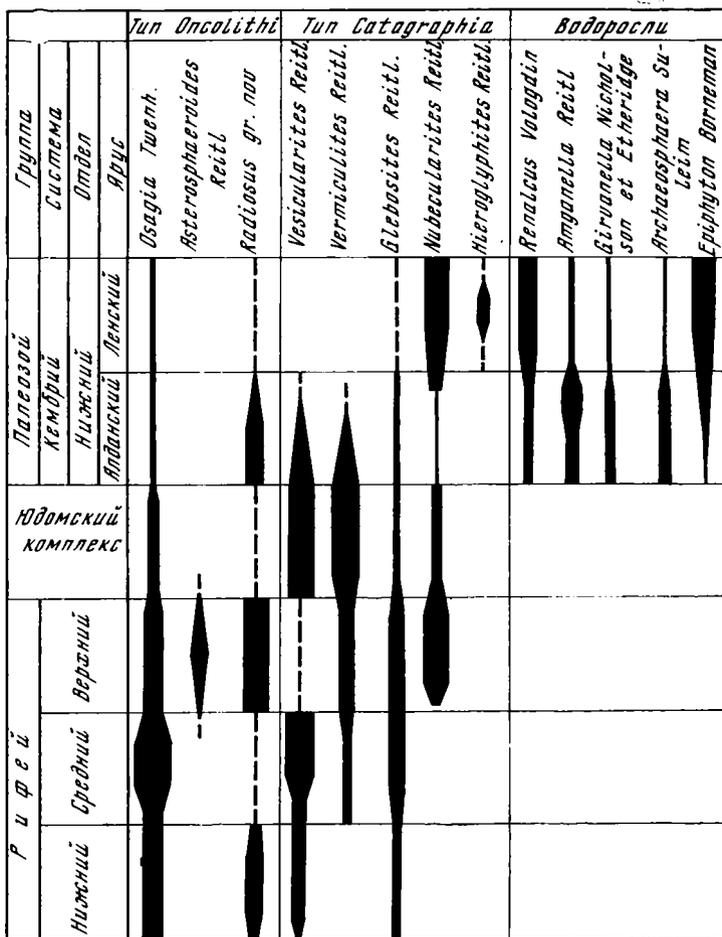
Микрофитолиты в шкале рифея. Биостратиграфия рифея опирается не только на строматолиты. Начиная с 1962—1963 гг., видное место в ней заняла и другая группа водорослевой проблематики — микрофитолиты.

Е. А. Рейтлингер (1948, 1959, 1960) выделила основные их группы, характерные для рифея. Ценность микропроблематик этого типа для расчленения верхнего докембрия была доказана З. А. Журавлевой (1963) прежде всего на примере рифея Сибирской платформы.

Если строматолиты в разрезах рифея дают три крупных, четких комплекса, то микрофитолиты сгруппированы в четыре комплекса, сменяющих друг друга в одинаковой последовательности. Нижний, на первом этапе исследований охарактеризованный одной лишь *Osagia libidinosa* Z. Zhur., был отмечен в толщах с нижнерифейскими строматолитами, в частности, в смахтинской свите Учуро-Майского района. Второй, включающий *Osagia tenuilammelata* Reitl., *O. composita* Reitl., *O. undosa* Reitl., *Vesicularites flexuosus* Reitl., *Glebosites glebosites* Reitl., и *Vermiculites angularis* Reitl., был установлен в отложениях со среднерифейскими строматолитами опорных разрезов Туруханского и Учуро-Майского районов, а также в валюхтинской свите Патомского нагорья.

С верхнерифейскими строматолитами в опорном разрезе Туруханского района ассоциирует третий комплекс с *Osagia grandis* Z. Zhur., радиально-лучистыми микрофитолитами группы *Asterosphaeroides*, катаграфиями *Glebosites gentilis* Z. Zhur., *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Vermiculites anfractus* Z. Zhur. Тот же комплекс был отмечен в никольской, алянчской, холычской свитах Патомского нагорья, торгинской свите р. Чары, средней части билляхской серии Анабара.

Четвертый комплекс микрофитолитов докембрия с *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. lobatus* Reitl., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *V. irregularis* Reitl. и редкими водорослями рода *Renalcis* был установлен в юдомской свите, а также в порохтахской и верхней части толбинской свиты склонов Алданского щита, в старореченской и туркутской свитах северных районов Сибирской платформы, тинновской свите Патомского нагорья, низах платоновской свиты Туруханского района. Состав столбчатых строматолитов этих толщ в то время был мало изучен. Ряд комплексов микрофитолитов был выделен и в кембрии (фиг. 6).



Фиг. 6. Вертикальное распространение микрофитолигов в разрезах рифея Сибирской платформы (Журавлева, 1963)

Очень скоро состав комплексов верхнего докембрия был значительно увеличен и уточнен на основе изучения микрофитолигов в опорных разрезах не только Сибири, но и Урала, а также в результате дальнейшей разработки их систематики (Журавлева, 1964).

Список третьего комплекса пополнился целым рядом форм, в том числе *Osagia aculeata* Z. Zhur., шестью новыми видами *Asterosphaeroides* и, кроме того, девятью видами новой группы радиально-лучистых микрофитолигов *Radiusus* Z. Zhur., при отсутствии представителей группы *Vesicularites*.

В отличие от него, четвертый комплекс включил ряд характерных везикуляритов — *V. bothrydioformis* (Krasnop.), *V. lobatus* Reittl., *V. concretus* Z. Zhur., *V. compositus* Z. Zhur., а также *Osagia minuta* Z. Zhur. Ни *Radiusus*, ни *Asterosphaeroides* не считались характерными для четвертого комплекса. Некоторые формы этих групп были указаны, однако, в составе нижнекембрийских ассоциаций.

З. А. Журавлевой (1964 и др.) удалось привязать все комплексы к стратотипическим сериям Урала и установить третий комплекс в катавской и миньярской свитах, а четвертый — к укской свите каратауской серии. Укская свита в то время еще мало кем выделялась из состава миньярской. Строматолиты этих горизонтов на Урале рассматривались

как единый комплекс (Крылов, 1963; Королюк, 1963а; Комар и др., 1964). Близость укских столбчатых строматолитов к миньярским отмечалась и тогда, когда были установлены особые их группы и формы (Крылов, 1967б, 1968, 1969; Раабен, 1969).

Сообщество микрофитолитов верхних горизонтов рифея, казалось, напротив, резко отличным от сообщества непосредственно предшествующего ему третьего комплекса: групповой состав сближал его скорее со среднерифейским комплексом, богатым везикуляритами и почти лишенным радиально-лучистых форм (Журавлева, 1963, 1964; см. фиг. 6).

В 1963—1970 гг. были проведены специальные исследования микрофитолитов верхнего рифея Урала, Тимана, а также ряда арктических районов (Забродин, 1965, 1967, 1968а; Мильштейн, 1967, 1970; Забродин, Шляхова, 1970). Они показали, что по групповому составу второй, третий и четвертый комплексы значительно ближе друг к другу, чем это представлялось, и что различия между ними опираются в основном на состав формальных видов. Аналогичные данные были получены и по другим районам. Это потребовало разработки более тонкой диагностики форм и дальнейшего уточнения вопросов систематики.

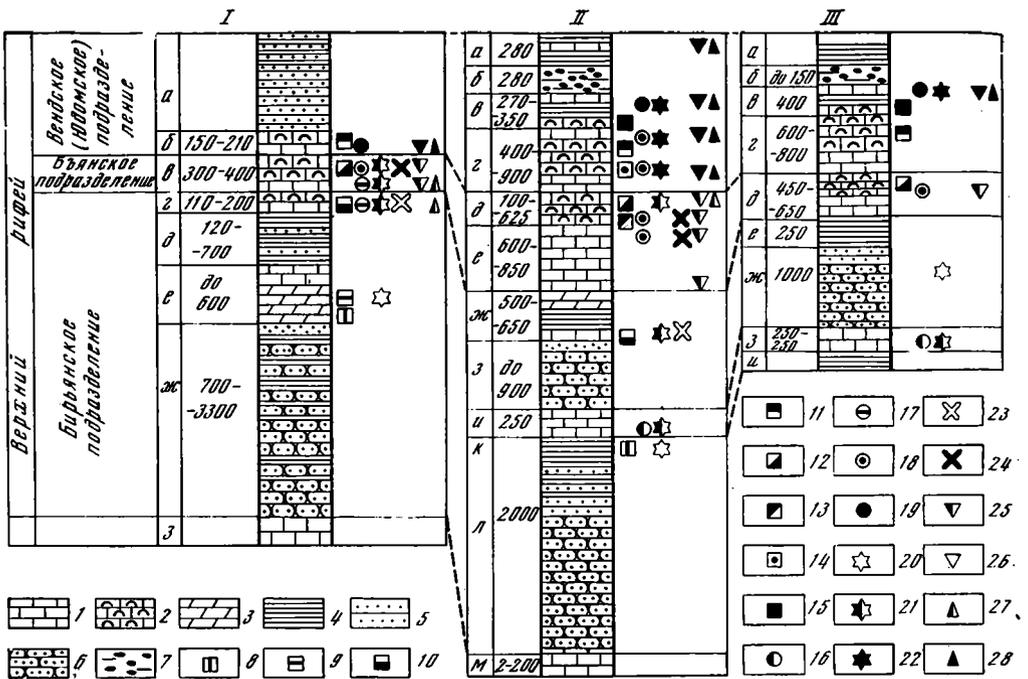
Систематике и методике исследования микрофитолитов был посвящен, целиком или частично, целый ряд публикаций (Забродин, 1965, 1968а; Журавлева, 1965, 1968; Драгунов, Катченков, 1965; Королюк, 1966; и др.). Те же проблемы в той или иной степени затронуты в работах, освещающих состав микрофитолитов рифея различных регионов СССР и некоторых зарубежных территорий (Мильштейн, 1963, 1965, 1967; Нарожных, 1965, 1967; Нарожных, Работнов, 1965; Забродин, 1965, 1967; Разницын, 1966; Журавлева, Чумаков, 1968; Раабен, Забродин, 1969; Дольник, 1969).

Сейчас третий и четвертый комплексы микрофитолитов установлены в СССР в составе рифея западного склона Урала, Тимана, ряда районов Русской и Сибирской платформ, Таймыра, Тянь-Шаня, Дальнего Востока, а также в зарубежных разрезах, в частности, на Шпицбергене и на о. Медвежьем (фиг. 7). Отдельные характерные формы известны и из других регионов.

В большинстве случаев данные по микрофитолитам согласуются с данными по строматолитам и лишь кое-где вступают в противоречие с ними или с данными радиогеохронологии (Забродин, 1968а). Так, например, третий комплекс микрофитолитов был установлен в горизонтах юмастахской свиты Анабарского массива, заключающих среднерифейские строматолиты (Комар, 1966). Довольно противоречивыми казались ранее данные о составе строматолитов и микрофитолитов некоторых районов Тимана (Разницын, 1964). Четвертый комплекс микрофитолитов присутствует в дашкинской свите Енисейского кряжа, тогда как строматолиты этой свиты считались принадлежащими низким горизонтам верхнего рифея (Семихатов, 1962). Микрофитолиты четвертого комплекса известны в верхах пугачевской свиты Русской платформы; эти горизонты не охарактеризованы строматолитами, но датированы «довендскими» цифрами абсолютного возраста (Журавлева, Чумаков, 1968). Каждый из таких случаев требует конкретного анализа причин несоответствия; оно может быть лишь кажущимся, что было показано на примере Южного Тимана (Забродин, 1968а; и др.).

Работы по микрофитолитам позволили значительно расширить области выделения палеонтологически охарактеризованного верхнего рифея, в том числе глубоко погруженного и доступного лишь в скважинах. В сочетании с данными по строматолитам они позволили подойти и к проблеме его расчленения. Особенно большое влияние они оказали на обоснование венда в качестве биостратиграфического подразделения.

Обособление венда. Венд был первой относительно дробной единицей, выделенной в общей шкале докембрия. Проблема его выделения стави-



Фиг. 7. Распределение строматолитов и микрофитолитов в верхнем рифее Урала и Шпицбергена (Раабен, Забродин, 1969)

- I — Южный Урал:
 а — ашинская серия;
 б — з — свиты:
 б — укская,
 в, г — миньярская,
 (в — бяньская подсвита,
 г — миньская),
 д — инзерская,
 е — катавская,
 ж — зильмердакская,
 з — авзянская.
 II — Шпицберген,
 (II — Нью-Фрисланд,
 III — Северо-Восточная Земля):
 а — формация (ф) Дракойзен —
 низы свиты (св.) Кап-спар-
 ре;
 б — ф. Вильсонбрен — ф. Свеа-
 нор;
 в — ф. Эльбобрен — верхняя
 часть св. Руссё;
 г — доломиты Баклундтоппен
 и конгломераты Дракен —
 нижняя часть св. Руссё;
 д — слой Сванбергфеллет и
 верхи ф. Груздивбрен —
 верхи св. Хуннберг;
 е — низы ф. Груздивбрен —

- низы св. Хуннберг и св.
 Сэллод;
 ж — серия Оксфордбрен — св.
 Раудстун;
 з — серия глаугобрен и
 кварциты Кавендишриг
 ген — св. Флора;
 и — известняки Боген и их
 аналоги;
 к — слои Галуатоппен и их
 аналоги;
 л — кварциты Кортбрен;
 м — известняки Ветеранен.
 1 — известняки и доломиты;
 2 — строматолитовые разно-
 сти;
 3 — мергели, глинистые до-
 ломиты;
 4 — пестрые сланцы;
 5 — алевролиты;
 6 — песчаники, кварциты и
 кварцитовидные песча-
 ники;
 7 — тиллиты и тиллитонды;
 8 — 15 — строматолиты;
 8 — *Inseria* Kryl.,
 9 — *Jurusania* Kryl.,
 10, 11 — *Tungussia* Semikh.,

- 12 — *Gymnosolen ramsayi*
 Steinm.,
 13 — *Conophyton mitoradovici*
 Raab., *Inseria djefimi*
 Raab.,
 14 — *Gonophyton* sp.,
 15 — *Boxonia grumulosa* Kom.;
 16 — 28 — микрофитолиты:
 16 — 19 — *Osagia* (16 —
O. kingbrenensis,
 17 — *O. crista*,
 18 — *O. maculata*, *O. pullata*,
O. milsteinae,
 19 — *O. svalbardica*, *O. mono-*
lamellosa),
 20 — *Radiosus* sp.,
 21 — *R. aculeatus*, *R. lucidus*,
R. tenuis,
 22 — *R. polaris*,
 23 — *Asterosphaeroides* sp.,
 24 — *A. ruminatus*,
 25 — *Vesicularites enigmatus*,
V. elongatus, *V. vapolen-*
sis, *V. raabenaе*,
 26 — *V. bothrydioformis*, *V. lo-*
batus, *V. concretus*,
 27 — *Glebosites gennlis*, *Nu-*
becularites uniformis,
 28 — *N. abustus*

лась вне связи с проблемой расчленения верхнего рифея: венд рассматривали большей частью как особое подразделение докембрия, а долгое время его вообще исключали из рифея и даже из протерозоя. Последнее вполне понятно: в состав венда на Русской и Сибирской платформах вошли многие толщи, ранее причислявшиеся к кембрию.

Венд, установленный первоначально как подразделение региональной шкалы — вендская серия (Соколов, 1952), — выделялся иногда позд-

нее как верхний синий (верхний эокембрий), или верхний (красный) спарагмит в различных районах Евразии (Sokolov, 1958) и включался, как и синий в целом, в состав палеозоя.

Во II томе «Стратиграфии СССР» венд получил признание как самостоятельная единица шкалы докембрия. По решению Бюро Межведомственной стратиграфической комиссии по верхнему докембрию, он не был включен ни в протерозой, ни в палеозой и рассматривался как «переходные слои» между рифеем и кембрием. Эокембрий, или варяжская серия Асклунда, и эдиакарий были указаны как его синонимы. Ряд авторов II тома склонялся к тому, чтобы включить вендский комплекс в палеозой в качестве особого подразделения, предшествующего кембрию (Келлер, 1963; и др.). Другие авторы, напротив, отождествляли с основанием фаунистически охарактеризованного кембрия верхнюю границу рифея (Королюк, 1963а; Казаков, Тугаринов, 1963).

В типовом разрезе Южного Урала к венду была отнесена ашинская серия, в Сибири — чинганская серия Енисейского кряжа, низы платоновской свиты Туруханского поднятия, старореченская свита Анабара, туркунская свита Оленекского нагорья, юдомская свита Учуро-Майской плиты; кроме того, к нему был отнесен ряд свит на Тянь-Шане и в Алтае-Саянской области. Абсолютный возраст венда был указан в интервале 600—550 млн лет на основе цифр, полученных калий-аргоновым методом на Русской платформе и Урале для отложений, подстилающих и покрывающих вендский комплекс (укская свита — 618—620 млн лет, надламинаритовые песчаники — около 550 млн лет). Обособление венда еще опиралось главным образом на данные о перестройке структурного плана в основании ряда перечисленных выше толщ. Были отмечены, однако, и особенности состава онколитов и катаграфий «юдомского комплекса» Сибири (Журавлева, 1961, 1963; и др.), который был отождествлен с вендом, и присутствие остатков мягкотелых организмов (Меннер, 1963).

Обоснованию венда как стратиграфической единицы планетарного характера посвящена широко известная статья Б. С. Соколова, где венд рассмотрен как подразделение ранга системы «на стыке двух важнейших рубежей геологической истории» (Соколов, 1964, стр. 148). Он представлялся одним из наиболее устойчивых и наиболее обширных по площади географического распространения элементов осадочного чехла древних платформ, с характерным для него преобладанием терригенного типа отложений, заметно отличающим венд «от более древних отложений верхнего докембрия с его мощными доломитовыми сериями, джеспилитами, кремнистыми сланцами» (там же, стр. 145), с достаточно четким историко-геологическим, а также геохронологическим ограничением в интервале 650—550 млн лет.

Для палеонтологического обоснования вендской системы были привлечены споры, ламинариты, водоросли и мягкотелые организмы эдиакарского типа: ряд находок их был указан впервые для Русской и Сибирской платформ. Важное место отводилось катаграфиям и онколитам групп *Vesicularites*, *Vermiculites* и *Osagia*. Что касается строматолитов, то лишь пластовые и желваковые формы представлялись типичными для венда.

Данные по столбчатым строматолитам (Комар, 1966; Крылов, 1967б) были учтены в последующих схемах расчленения верхнего докембрия. Б. М. Келлер (1966а, 1968) определял венд как слои с *Linella*, *Patomia* и характерным комплексом микропроблематик. Специфика столбчатых строматолитов венда была выяснена только при их детальном изучении в толщах, уже датированных четвертым комплексом микрофитолитов. Их облик лишен отпечатка резкого морфологического своеобразия (Крылов, 1968, 1969). Хотя из венда различных регионов известен сейчас целый ряд характерных форм (Крылов, 1967б, 1968; Семихатов и др.).

1967, 1970; Крылов и др., 1969; Раабен, Забродин, 1969; Раабен, 1969), лишь некоторые из них могут пока служить целям широкой межрегиональной и особенно межконтинентальной корреляции.

В практике выделения венда ведущая роль и сейчас все еще принадлежит микрофитолитам. Список широко распространенных характерных форм четвертого комплекса достаточно велик и позволяет коррелировать разрезы удаленных районов в различных структурно-фациальных зонах. Их находки уже послужили к выделению или обоснованию венда в ряде отечественных и зарубежных разрезов (Забродин, 1965, 1968б; Нарожных, 1965, 1967; Королюк, 1966; Журавлева, 1967 и др.; Клиндер, 1968; Раабен, Забродин, 1969; Хоментовский и др., 1969; Дольник, 1969; Ревенко, 1970; и др.).

По микрофитолитам З. А. Журавлева (1967) впервые наметила также возможность подразделения венда. Затем была установлена возможность применения для этой цели строматолитов (Семихатов и др., 1967, 1970; Крылов, 1969). По крайней мере в пределах Сибирской платформы они позволяют осуществлять двучленное деление юдомского комплекса (Семихатов и др., 1967, 1970).

Ввиду того, что стратотип венда на Русской плите лежит вне пределов миогеосинклинальной зоны, где были установлены основные биостратиграфические подразделения рифея, а толщи его практически лишены строматолитов и вообще бедны карбонатной водорослевой проблематикой, огромное значение для вопросов стратиграфии пограничных слоев докембрия и кембрия должны приобрести акритархи. Они и сейчас уже успешно применяются при внутрирегиональной корреляции разнофациальных толщ (Шепелева, 1967, 1969; Наумова, 1968; Волкова, 1968, 1969; Вахромеев, Волкова, 1968; Пыхова, 1969, 1971а, б; Постникова, Кирсанов, 1970). В последнее время возродилась надежда на возможность использования этой группы для межрегиональных стратиграфических построений в докембрии (Наумова, 1968; Пыхова, 1971б). Проблема биостратиграфического соответствия типового разреза венда Русской плиты, юдомского комплекса Сибири, уксской свиты и ашинской серии Урала, по-видимому, не сможет быть решена без помощи акритарх. Ни строматолиты, ни микрофитолиты не дают полного ответа на этот сложный вопрос.

Большое, а иногда ведущее значение в биостратиграфии венда придается бесскелетным организмам эндиакарского типа (Glaessner, 1962); Глесснер, 1963; Соколов, 1964, 1967, 1968; Cloud, Nelson, 1966; H. Termier, G. Termier, 1968; и др.). К сожалению, фауны этого типа встречаются редко. Б. С. Соколов (1968) даже считал редкость находок одной из важнейших их особенностей. В практике выделения венда и корреляции его разрезов они используются лишь для самых общих и дальних сопоставлений. В вопросе об эволюции органического мира в позднем докембрии значение этих высоко организованных групп трудно переоценить. С «вендом — эндиакрием» Б. С. Соколов связывает появление радиолярий, губок, кишечнополостных (медузоидных), рангид, артикулят, погонофор и иглокожих. Аналогичных взглядов придерживается М. Глесснер; А. и Ж. Термье считают, что к этому этапу приурочено появление животного бентоса, в том числе несомненных Metazoa. Другие исследователи относят время появления фаун мягкотелых к более ранним этапам геологической истории (Розанов и др., 1969; Меннер, Штрейс, 1971).

Эти вопросы обсуждаются в тесной связи с проблемой общей периодизации геологической истории и проведения границ наиболее крупных биостратиграфических подразделений — палеозоя и протерозоя, или криптозоя и фанерозоя. Положение венда в общей стратиграфической шкале было одним из самых дискуссионных вопросов в геологической литературе конца 50—60-х годов. Н. С. Шатский, как уже отмечалось

выше, причислял его к рифею и включал вендские серии стратотипического разреза в состав верхнего рифея (Шатский, 1963).

Однако очень многие авторы относили или еще относят венд и его эквиваленты к палеозою, рассматривая как часть кембрия (М. Termier, G. Termier, 1964), эокембрий, или первую (докембрийскую) систему палеозойской группы (Келлер, Соколов, 1962; Соколов, 1964; Журавлева, 1967; Иванова, Веселовская, 1968; и др.). Критику таких представлений в очень сжатой и убедительной форме можно найти в докладе, сделанном А. И. Олли в 1962 г. Впоследствии успехи в изучении базальных слоев кембрия и отложений самого венда (Миссаржевский, Розанов, 1963; Б. С. Соколов, 1965, 1967; Розанов, Миссаржевский, 1966; Розанов и др., 1969; и др.) привели к тому, что сейчас многие, в том числе ведущие исследователи отказались от этой точки зрения.

Б. С. Соколов расценивает венд как «вполне самостоятельное и наиболее четкое подразделение верхнего докембрия (верхнего протерозоя), существенно отличное в биостратиграфическом отношении как от собственного рифея, так и от кембрия» (Соколов, 1968, стр. 8). Он считает, что нет оснований ни для включения венда и его аналогов в состав палеозоя в качестве особой системы, ни, тем более, для его включения в состав кембрия, но что «было бы правильно в биохронологическом смысле рассматривать венд как древнейший фанерозой» (там же, стр. 8, 9).

Б. М. Келлер одно время рассматривал венд как особое подразделение, пограничное между палеозоем и протерозоем (Келлер, 1964б), а позднее включал в состав протерозоя то в качестве особого надрифейского подразделения (Келлер, 1968), то в качестве терминального, или завершающего, рифея — вендской фитемы (Келлер, 1966; Келлер, Семихатов, 1968), то, наконец, в качестве верхнего отдела тиманской фитемы — верхней фитемы рифея (Келлер, 1970б).

Единство венда и верхнего рифея подчеркивали многие из тех, кто изучал рифейские строматолиты (Комар и др., 1964, 1965; Крылов, 1968; и др.).

Автору настоящей работы венд всегда представлялся неотъемлемой частью верхнего рифея (Раабен, 1964а, б, 1967; 1969; Раабен, Забродин, 1969, 1972). К обоснованию своей точки зрения на этот дискуссионный вопрос мы еще вернемся ниже.

ОБЪЕМ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ, СХЕМА ЕГО ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ И НАИМЕНОВАНИЕ

Объем верхнего рифея в геохронологической шкале не может считаться установленным окончательно из-за дискуссионности вопроса об обеих его границах, как нижней, так и верхней. С проблемой положения венда в общей стратиграфической шкале прямо связан вопрос о верхней границе верхнего рифея. До выделения венда он в принципе решался просто: эта граница однозначно понималась как граница рифея в целом и отождествлялась с подошвой кембрия, поскольку считалось, что верхний рифей непосредственно предшествует последнему (Келлер, 1952; и др.). В практике проведения границы возникали значительные разногласия. Так, например, Н. С. Шатский (1945, 1960, 1963) относил ашинскую серию стратотипа к рифею, М. П. Гарань (1963) и Б. М. Келлер (1952) — к кембрию, а многие исследователи включали в состав кембрия и всю каратаускую серию (Стратиграфия СССР, 1965). Не меньшие разногласия возникали и по различным разрезам Сибири (Розанов, Миссаржевский, 1966; Розанов и др., 1969; Семихатов и др., 1970). Отражение этих дискуссий можно усмотреть в том, что некоторые исследователи (Савицкий и др., 1968) проводят границу рифея и кембрия внутри венда (юдомского комплекса). Восбще же после обособления

Таблица 10

Объем и границы верхнего подразделения докембрия, принятые в различных работах

| Автор, год | Подразделение | Датировка, млн лет | | Продолжительность (по разности крайних цифр) |
|-----------------------------|--|---------------------|-----------------|--|
| | | нижняя граница | верхняя граница | |
| Келлер и др., 1960 | Верхний рифей (тиманский комплекс) | 1000 | 600 | 400 |
| Келлер, 1964 б | Тиманский комплекс | 900—1000 | 600—650 | 250—400 |
| Комар и др., 1964 | Верхний рифей | 900 | 550—600 | 300—350 |
| Гаррис и др., 1964 | Верхний рифей | 950±50 | 650±50 | 300—500 |
| Афанасьев и др., 1964 | Верхний протерозой | 1100—1200 | 550±50 | 500—600 |
| Раабен, 1964а | Верхний рифей | 1000 | 550 | 450 |
| Келлер, 1966б | Каратауская фитема | 950 | 550 | 250 |
| Раабен, 1967 | Верхний рифей | 1000—950 | 570 | 430—380 |
| Келлер, 1968 | Верхний рифей | 1000—1100 | 650—700 | 300—450 |
| Богданов, Хаин, 1968 | Поздний рифей (рифей) | 1000 | 620 | 380 |
| Хаин, 1970 | Поздний рифей | 1000 | 670 | 330 |
| Келлер, Семихатов, 1968 | Верхний рифей (каратавская тиманская фитема) | 950±50 | 680±25 | 200—350 |
| Салоп, 1968 | Эпипротерозой | 1100 | 650 | 450 |
| Салоп, 1970 | Эпипротерозой | 1200 | 650 | 550 |
| Гаррис, Плотников, 1970 | Верхний рифей | 1100—1150 | 630—650 | 450—520 |
| Семенов, 1970 | Докембрий V | 1100±100 1150±50 | 550 | 450—650 |
| Келлер, 1970б | Тиманская фитема | 1100 | 570 | 530 |
| Vinogradov, Tugarinov, 1968 | Верхний протерозой (интервал II) | 1000 | 650 | 350 |
| Raaben, 1967 | Верхний рифей | 950±50 | 570 | 430—330 |

венда именно его подошва, пожалуй, чаще всего рассматривается как верхняя граница верхнего рифея, а иногда и всего рифея в целом.

Автор этой работы, включая венд в состав верхнего рифея, сейчас, как и ранее (Раабен, 1967, и др.), считает подошву томмотского яруса верхней границей верхнего рифея.

В зависимости от выбора той или иной из перечисленных границ оценка верхнего предела верхнего рифея в цифрах абсолютного возраста колеблется в интервале 675—550 млн лет (см. табл. 1). В этот интервал попадают проявления магматизма и метаморфизма, которые обычно связывают с поздними этапами байкальского тектогенеза.

Возраст нижней границы верхнего рифея различными исследователями оценивается цифрами от 1200 до 900 млн лет (табл. 10); интервал здесь еще более широк, но по иным причинам. Группа цифр в интервале от 1000 до 900 млн лет отвечает возрасту толщ, в которых появляется комплекс верхнерифейских строматолитов и микрофитоцитов. В литературе опубликован ряд цифр, датирующих такие толщи (Казаков, Полевая, 1962; Казаков, 1963; Казаков, Тугаринов, 1963; Гаррис и др., 1964; Казаков, Кноре, 1967; Гаррис, Постников, 1969, 1970; и др.).

Группа цифр в интервале 1100 ± 100 млн лет находится вне прямой связи с биостратиграфическими данными и датирует эпоху тектоно-магматической активности, установленную во многих районах земного шара (Казаков, Тугаринов, 1963; Обручев, 1964; Афанасьев и др., 1964; Семенов и др., 1964, Виноградов, Тугаринов, 1968; Семенов, 1970). Выбор конкретной датировки зависит от того, какие цифры считаются наилучше характеризующими эту эпоху. Цифрой 1000 млн лет датируется и начало накопления каратауской серии (Виноградов, Тугаринов, 1968, 1970).

Упомянутый рубеж обособляется практически на всех схемах радиохронологического членения докембрия. Это послужило основанием для выделения в верхней части докембрия, в интервале 1100 ± 100 — 600 ± 50 (или 550 ± 50) млн лет особой крупной единицы, независимо от данных биостратиграфии. В хронологической шкале СССР (1960 г.) она обозначена как верхний протерозой, на схеме Международной геологической карты — как верхний докембрий (Обручев, 1964), в схеме Н. П. Семенова (1970) — как «докембрий V».

Всесветное распространение тектоно-магматического максимума с датировкой 1100 ± 100 млн лет обуславливает стремление отождествить с ним нижнюю границу верхнего рифея. Двойственность такой границы подчеркнули Б. М. Келлер и М. А. Семихатов (1968). Л. И. Салоп (1964, 1968, 1970) предложил для геолого-исторического этапа в возрастном интервале 1200—650 млн лет название «эпипротерозой» или «эпипротерозой» и полностью отнес к нему биостратиграфическую характеристику верхнего рифея (см. фиг. 1). Из предложенной им схемы как нельзя лучше видно, какие осложнения возникают при совмещении двух разнородных границ — указанный на ней нижний предел распространения верхнерифейских комплексов строматолитов и проблематик показан на 200 млн лет «ниже» действительно наблюдаемого. Верхний возрастной предел распространения среднерифейского комплекса отсекает, например, именно те толщи сибирских разрезов верхнего докембрия, из которых описано более трех четвертей всех среднерифейских форм.

Мы не будем останавливаться здесь на более ранних попытках трассировать подошву верхнего рифея, основанных на межрегиональной корреляции серий, сходных рядов формаций и перерывов в их основании. Под контролем цифр абсолютного возраста резкая асинхронность таких границ стала очевидной. «Несогласия и размывы в основании циклично построенных серий не совпадают в удаленных районах», — писал Б. М. Келлер (1964б, стр. 156), обосновывая примат палеонтологических данных в проблеме создания общепланетарной шкалы верхнего докемб-

рия. Конкретное рассмотрение этого вопроса применительно к границе верхнего и среднего рифея показало, в каком огромном интервале колебалась эта граница в то время, когда биостратиграфический и радиогеохронологический контроль еще не был возможен (Раабен, 1964а).

Прежняя методика применяется еще и сейчас по необходимости в тех случаях, когда более объективные данные отсутствуют. Принципиальное значение таких данных кажется сейчас очевидным, хотя в некоторых работах, посвященных вопросам стратиграфии докембрия, еще можно обнаружить прямое предпочтение, отдаваемое границам, проведенным по несогласиям, над биостратиграфическими границами.

В каких бы границах ни принимался верхний рифей, объем его, даже без венда, настолько велик, что естественно было искать пути к его дальнейшему расчленению. Данные И. Н. Крылова (1962, 1963) о составе строматолитов катавской свиты стратотипа послужили первым намеком на возможность такого расчленения. Сравнивая строматолитовые комплексы каратауской серии Южного Урала и Полюдова кряжа, удалось установить, что в пределах всего западного склона Урала нижние горизонты верхнего рифея отличны по своей палеонтологической характеристике от верхних горизонтов (Раабен, Журавлев, 1962; Раабен, 1964а, б; Комар и др., 1964). На основании анализа данных о составе строматолитов в толщах Урала и Сибири, лежащих в интервале 980—890 млн лет, автор заметил, что в ряде опорных разрезов они характеризуются «...специфическим комплексом строматолитов, видовой или родовой состав которых несколько отличается от примыкающих к ним... снизу и сверху горизонтов». В связи с этим было высказано предположение о возможности выделения «...в низах верхнего рифея особого стратиграфического подразделения, уже охарактеризованного представителями верхнерифейской надгруппы гимносоленид, но еще не содержащего того богатого комплекса с *Gymnosolen Steinm.*, *Minjaria Kryl.*, *Paramites Raab.*, который характерен для вышележащих горизонтов» (Раабен, 1964а, стр. 65). К нижнему подразделению, т. е. к аналогам уральских слоев с *Inseria tjomusi*, в опорных разрезах Сибири были предположительно отнесены пограничные слои верхнего и среднего рифея, залегающие над слоями с массовыми конофитонами: шорихинская свита и свита Буровой Енисейской зоны, верхняя часть лохандинской свиты Учуро-Майского района и т. д. Позднейшие исследования, как уже говорилось, подтвердили принадлежность части лохандинской свиты к низам верхнего рифея.

В. А. Комар и М. А. Семихатов (1965) попытались расчленить верхний рифей по строматолитам, опираясь на сибирские разрезы, прежде всего — на разрез Туруханского поднятия. Они выделяли здесь нижние горизонты с *Inseria tjomusi Kryl.*—*Gymnosolen confragosus Sem.* и верхние — с *Inseria nimbifera (Sem.)* и пытались проследить эти горизонты и на Урале. Мысль авторов о возможности использования для целей дробной стратиграфии формальных видов строматолитов, выделенных по особенностям микроструктуры, была плодотворной и получила дальнейшее развитие в ряде работ. Но их попытку взять за основу расчленения верхнего рифея упомянутые сибирские разрезы нельзя признать удачной. Авторы ошибочно отождествили своих верхних инзерий с *Inseria djejimi Raab.*, характерной для миньярских горизонтов Урала. Обе «руководящие» *Inseria*, которые, кстати лежат в одной и той же туруханской свите и разделены по вертикали ничтожно малым интервалом, оказались принадлежащими, как это ранее и полагал М. А. Семихатов (1962), к одному и тому же формальному виду, но при этом идентичными *Inseria tjomusi Kryl.* (Раабен, 1969). Все же данные о присутствии в разрезах верхнего рифея Сибири этой характерной для низов каратауской серии формы представляли большой интерес.

Урало-Тиманская миогеосинклиналиная область оказалась более благоприятной для решения вопросов общего биостратиграфического расчленения верхнего рифея, чем окраины Сибирской платформы. Автор настоящей работы и В. Е. Забродин, опираясь на исследования строматолитов и микрофитолитов в разрезах Урала, Тимана, и западного сектора Арктики, выделили в составе верхнего рифея всей этой обширной зоны, кроме венда, еще и те два более древних подразделения, которые намечались ранее на западном склоне Урала. Нижнее было названо «нижнекаратауским», а позднее — «бирьянским», второе — «миньярским». Миньярий и венд сравнивались по рангу с системами, хотя условно именовались слоями или разделами (Раабен, 1967, 1969; Забродин, 1968б; Раабен, Забродин, 1969, 1972; см. фиг. 7). Намечен был также предположительный объем бирьяния в ряде сибирских разрезов (Raaben, 1969).

Специфика строматолитового комплекса низов верхнего рифея нашла также отражение в выделении И. Н. Крыловым и И. Г. Шаповаловой (1970б) катавского горизонта на Урале и в Учуро-Майском районе. Его характеристика по строматолитам в основном совпадает с характеристикой бирьяния.

В составе миньярия Урало-Тиманской области и Шпицбергена М. Е. Раабен и В. Е. Забродин (1969, 1972) наметили еще два подчиненных подразделения. Вопрос о биостратиграфическом расчленении венда разрабатывается другими исследователями на основе его сибирского парастратотипа (Журавлева, 1967; Семихатов и др., 1967, 1970; Крылов, 1969).

Хотя в разработке столь дробных подразделений рифея сделаны только первые шаги, сама возможность постановки этой проблемы свидетельствует о том, что представления о перспективах биостратиграфических исследований в докембрии коренным образом изменились за относительно короткий срок, и что мы начинаем подходить к отложениям верхнего докембрия в принципе с той же мерой, что и к отложениям фанерозоя.

Заканчивая этот обзор, необходимо остановиться еще на одном вопросе, который не был затронут ранее, — вопросе о названии рассматриваемого подразделения. Мы говорили о нем просто как о верхнем рифее. Общепринятого или сколько-нибудь широко распространенного термина, обозначающего весь объем подразделения, не существует. Неудобства, возникающие при отсутствии такого термина, собственного имени, обозначающего крупную и «делимую» единицу стратиграфической шкалы, совершенно очевидны. Они были прекрасно подчеркнуты Л. И. Салопом (1970). Однако предложенный им термин «эпипротерозой» лишь формально является единым словом. Кроме того, он предложен для единицы, выделенной на иной основе, чем верхний рифей, а потому не адекватен последнему.

В одной из своих работ Б. М. Келлер высказал предположение о возможности объединить каратавскую и вендскую фитемы или системы в составе более крупного подразделения — гиперборей (Келлер, Семихатов, 1968). Принять это название нам мешает прежде всего оторванность типа гиперборей — спарагмита Норвегии — от основных опорных разрезов верхнего рифея и неясность вопроса о стратиграфическом объеме спарагмитовой формации. В нижнем спарагмите в целом (Салоп, 1970), или только в сером спарагмите Южного поля Норвегии (Келлер, 1952) иногда предполагали аналоги среднего рифея. На Урале под «гипербореем» некогда понимали юрматинскую серию (Олли, 1947). Нельзя забывать и о том, что в силу исторической традиции гиперборей является частичным или полным синонимом эокембрия в типовых районах его развития, и что эокембрий, правда на формальном основании, обычно рассматривается как часть кембрия. В новейшей литературе термин «ги-

Таблица 11

Схема подразделения тимурия

| Группа | Протосистема | Датировка границ, млн лет |
|-------------------------|--------------|---------------------------|
| Тимурий (верхний рифей) | Венд | ---570 |
| | Миньярий | ---650 |
| Нижний (бирьяний) | | ---800 |
| | | ---1000 |

перборей» иногда относят к раннебайкальскому орогеническому циклу (Семененко, 1970; и др.). Все это вместе взятое заставляет искать для верхнего рифея *s. l.* иного наименования.

Мы предпочли бы сохранить для верхнего рифея то первое название, которое было предложено Б. М. Келлером (1952), и именовать его «каратавием». Однако это название впоследствии оказалось слишком прочно связанным с верхним рифеем *s. s.*, т. е. без венда. Его употребление в ином смысле повлекло бы за собой неизбежные недоразумения.

С верхним рифеем в том объеме, как он здесь принят, теснее ассоциировалось бы название «тиманий». Тиманская фитема, охватывающая каратауский и вендский отделы, принята в одной из схем Б. М. Келлера (1970б). Однако это название уже прочно вошло в литературу как синоним каратавской фитемы (Келлер, Семихатов, 1968; и др.). Кроме того, собственно Тиман является областью, где разрезы верхнего рифея фрагментарны. Вводя термин «тиманский комплекс» (фитема, протосистема, система), Б. М. Келлер имел в виду прежде всего классический разрез Полюдова кряжа — области сочленения Тимана с Уралом.

Мы принимаем для верхнего рифея название «тимурий». По звучанию и смыслу оно кажется нам связанным и с тиманской фитемой схемы Б. М. Келлера, и со стратотипической областью развития верхнего рифея — Урало-Тиманской миогеосинклинальной зоной. Общая схема его подразделения разработана главным образом на основе опорных разрезов Урала, Тимана и западного сектора Арктики (табл. 11). Обоснование схемы составляет содержание следующих глав.

Глава третья

ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ ТИМУРИЯ (ВЕРХНЕГО РИФЕЯ)

Как явствует из всей суммы имеющихся данных, отложения верхнего рифея широко распространены как в СССР, так и за его пределами. В Советском Союзе тимурий изучен наиболее полно и систематично, в его исследовании участвуют многие наши геологи, и общее число разрезов, где установлено его присутствие, очень велико. В числе опорных рационально рассмотреть в основном те из них, на основе которых строится стратиграфическая шкала тимурия, т. е. разрезы с достаточно полной биостратиграфической и геохронологической характеристикой. К их числу принадлежат прежде всего разрезы стратотипической Урало-Тиманской области, а затем — ряд разрезов Сибири.

Значительно менее полно изучен тимурий за рубежом. Поэтому в настоящем разделе будут рассмотрены не только те разрезы, где, как например, на Шпицбергене, выделяются все основные подразделения тимурия, но и ряд других, где его удастся выделить на биостратиграфической основе с достаточной степенью достоверности. Такие разрезы известны сейчас на большинстве континентов, и кажется небезынтесным привлечь к ним внимание исследователей.

ЗАПАДНЫЙ СКЛОН УРАЛА

Урал занимает особое место в развитии проблемы стратиграфии верхнего докембрия. Подчеркивая его особенности и значение, Н. С. Шатский в докладе к XXI Международному геологическому конгрессу писал: «Уральский разрез по характеру слагающих его формаций, положению и строению является типично миогеосинклинальным.... Это позволяет спокойно базироваться при дальнейших исследованиях на этом классическом разрезе, резко выделяющемся по полноте и мощности слагающих его толщ. Он чрезвычайно полон, прекрасно изучен, очень много рассказывает об истории этого времени и имеет достаточно четкие ограничения, несмотря на грандиозную мощность» (Шатский, 1960, стр. 7, 8).

Из трех главных подразделений рифея, верхний рифей (тимурий) представлен на Урале, пожалуй, с наибольшей полнотой. Региональные стратиграфические схемы его отложений в области развития опорных разрезов миогеосинклинального типа установлены и разработаны О. П. Горяиновой, Э. А. Фальковой, К. А. Львовым, А. И. Олли, М. И. Гаранем, И. Г. Чочиа, К. И. Адриановой и Е. В. Владимирской и уточнены исследованиями Г. И. Акимовой, Ю. Р. Беккера, И. Г. Боровко, В. Е. Бурневской, В. А. Романова, Ю. Д. Смирнова, З. М. Старостинной и многих других геологов. Радиоизотопные датировки различных горизонтов даны Н. И. Полевой, Г. А. Казаковым, А. И. Тугариновым, М. А. Гаррис, Д. В. Постниковым. Истории биостратиграфических исследований этих разрезов мы уже коснулись в предыдущем разделе.

Как отмечалось выше, Б. М. Келлер предлагал в качестве стратотипа верхнего рифея разрез каратауской серии западного склона Южного Урала или разрез Полюдова кряжа. Практика исследований подтверди-

ла правильность такого выбора: среди многочисленных разрезов тимурия ни один не может сравниться с разрезами этих районов, взятых в их совокупности, ни по четкости, ни по полноте, ни по богатству палеонтологической характеристики.

Стратотипом столь крупного подразделения, как тимурий, может и должна являться достаточно обширная область, какой является в данном случае вся территория развития каратауской серии, отвечающей большей части тимурия. Разрезы различных районов стратотипической области, и особенно опорные разрезы Каратауского поднятия и Юре-занской синклинали на юге и поднятий Полюдова кряжа на севере хорошо увязаны и взаимодополняют друг друга. Нижние и отчасти самые верхние горизонты тимурия полнее представлены на Южном Урале; кроме того, разрез здесь хорошо датирован радиологическими методами. Карбонатные толщи миньярия Полюдова кряжа дали наилучшие комплексы строматолитов прекрасной сохранности, а также богатые сообщества микрофитоцитов.

Будучи лучшим из типовых разрезов верхнего рифея, включая в пределах единой области весь основной объем колоссального подразделения, в котором представлены и биостратиграфически охарактеризованы все главные его члены, разрез западного склона Урала не является, конечно, совершенно безупречным.

Многие исследователи обращали внимание на то, что границы подразделения связаны здесь с перерывами, а ряду интервалов разреза отвечают немые толщи.

Есть все основания надеяться, что эти интервалы по мере дальнейшего развития исследований наполнятся содержанием и получат палеонтологическую характеристику. Что же касается перерывов, то стратотип тимурия сходен в этом отношении со стратотипами большинства, если не всех крупных подразделений шкалы фанерозоя, которые первоначально обычно обособлялись как историко-геологические комплексы (Соколов, 1971). Обуславливая четкость границ в геологическом плане, наличие перерывов, несомненно, будет затруднять в дальнейшем уточнение их положения в общей стратиграфической шкале. Перерывы имеют место и на границах подразделений внутри тимурия.

Однако на современном этапе исследований затруднения, связанные с наличием перерывов на границах стратотипических серий или свит, только лишь едва начинают ощущаться. В дальнейшем, по мере того, как будет увеличиваться детальность шкалы рифея и возникнет система мелких подразделений тимурия, потребуется разработка дополнительных стратотипов таких подразделений, в том числе и пограничных. При этом, весьма вероятно, придется обращаться к различным районам как внутри, так и вне стратотипической области. Вряд ли приходится надеяться на то, что все подразделения тимурия могут быть одинаково полно представлены в одном, хотя бы и обширном регионе, будь то Урало-Тиманская область или любая другая. Даже стратотипы систем фанерозоя никогда не удовлетворяют этому требованию (Соколов, 1971). Тем более, вряд ли можно предъявить его к подразделению, по объему близкому к палеозойской группе. Представляется поэтому, что Тимано-Уральская область сохранит и в будущем свое значение в качестве стратотипа тимурия, а также таких его подразделений, как бирьяний и особенно миньярий.

Тимурий в стратотипической области обособляется в самостоятельный крупнейший цикл, в верхней части разреза рифея (Келлер, 1952; и др.). Этот цикл имеет сложное строение, что особенно подчеркнуто в работах А. И. Олли, который наметил его членение на подчиненные циклы в разрезах Южного Урала (Олли, 1947). В состав нижнего из них, названного бирьянским, А. И. Олли включал базальные грубо-

обломочные толщи зильмердакской свиты и вышележащие карбонатные — катавскую и поднизерскую — свиты.

Имеющиеся сейчас данные показывают, что терригенная низерская свита входит в состав бирьянского цикла как его верхний, видимо, регрессивный член; основание следующего цикла совпадает с основанием миньярской свиты).

Палеонтологическая характеристика карбонатных толщ бирьянского цикла резко отлична от вышележащих, и мы предложили в 1969 г. название «бирьяний» для обозначения нижнего подразделения тимурия.

НИЖНИЙ ТИМУРИИ (БИРЬЯНИИ) ЮЖНОГО УРАЛА И ПОЛЮДОВА КРЯЖА

В состав бирьяния в стратотипической области входит нижняя часть каратауской серии, от ее основания до подошвы толщ, содержащих миньярский комплекс водорослевой проблематики. Она включает: базальные терригенные слои, бедные органическими остатками, представленные на Южном Урале — зильмердакской, а на Полюдовом кряже — рассольненской свитами; основной опорный биостратиграфический горизонт, которому отвечает катавская свита южноуральских разрезов и деминская свита северных разрезов и к которому приурочены наиболее характерные органические остатки; тесно связанные с подстилающими карбонатные и терригенные свиты — поднизерскую (симскую) и инзерскую свиты Южного Урала и нижнюю подсвиту низьвенской свиты — их аналог на Полюдовом кряже.

Базальные слои бирьяния. Полный разрез базальных слоев известен только на Южном Урале, где они представлены зильмердакской свитой. Эта свита широко распространена на западном склоне; ее строение хорошо изучено и освещено как в сводных работах, так в материалах съемочных партий (Горяинова, Дорофеев и др., 1931; Львов, 1933; Горяинова, Фалькова, 1935, 1940; Львов, Олли, 1935; Гарань, 1939, 1946, 1960, 1963, 1969; Олли, 1940, 1947; Старостина, 1962; Акимова, 1966; Акимова и др., 1970).

Таблица 12

Мощности зильмердакской свиты и ее подсвит на Южном Урале

| Район | Мощность, м | | | | |
|--|-------------|-----------|---------|---------|---------|
| | Вся свита | Подсвиты | | | |
| | | I | II | III | IV |
| Зона Западных хребтов | | | | | |
| Хр. Яшкурт | 1500—1600 | 1200—1300 | 50—60 | 190—200 | 50—70 |
| Хр. Алатау | 1500 | 750 | 400—500 | 150—200 | 100 |
| Зилаирский синклиниорий (северо-западная зона) | | | | | |
| Хр. Бирьян | 3000 | 2050 | 350 | — | 230 |
| Гора Бахмур | 3300 | 2200 | — | — | — |
| Хр. Баскак | 3000 | — | — | 300 | — |
| Река Лемеза | — | — | 350 | — | 200—250 |
| Река Тюльма | 2375 | 1425 | — | — | — |
| Район Екатеринбургский | 2000 | 750—1000 | 250—350 | 300 | 300—350 |
| Хр. Сулея | 1000 | 200 | 250—300 | 300—350 | 300—350 |
| | 1200 | 250 | — | — | — |
| Южная зона | | | | | |
| Район Малого Инзера | 1440 | 540 | 580 | 120 | 200 |
| Приавзянский район | 900—1400 | 500—600 | 200 | 150—180 | 200—400 |
| Бассейн Большого Нугуша (о. Кужа) | 420—450 | 100—110 | 170 | 30—120 | 120—250 |
| Кургасская антиклиналь | 500 | — | — | — | — |
| Белорецкий район | 800 | — | — | — | — |
| Тирлянский район | 1000 | — | — | — | — |

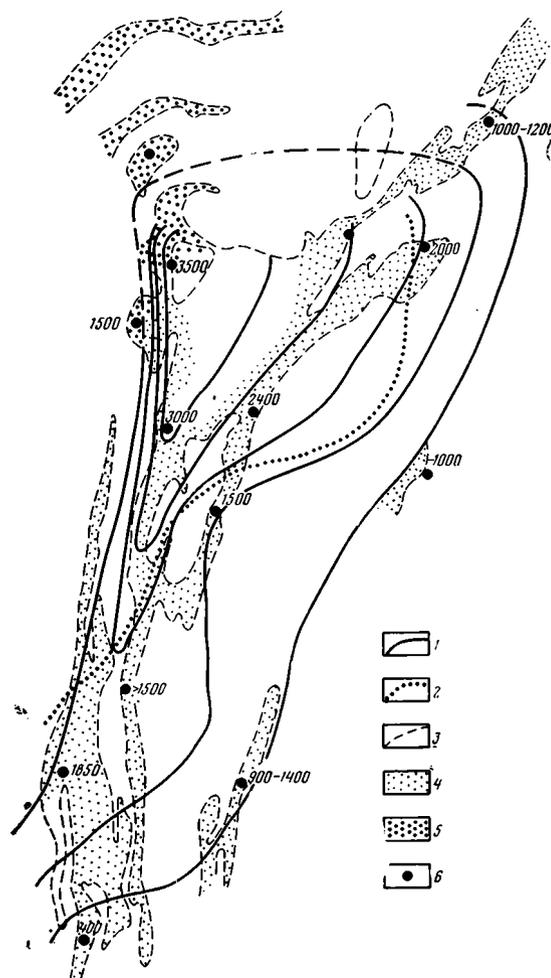
Современная область распространения зильмердакской свиты ограничена на востоке антиклинорием Уралтау, на севере — структурами Уфимского антиклинала, а на западе — палеозойскими структурами меридионального простирания; она имеет треугольные очертания, которым следуют изопакиты зильмердакской свиты (фиг. 8).

Зильмердакская свита залегает несогласно на среднем рифее: в пределах Юрезанской зоны она трансгрессивно и с угловым несогласием перекрывает различные горизонты авзянской свиты (Львов, 1933; Гарань, 1939; Соколов, 1947), а на южной оконечности антиклинория Ямантау, на правобережье р. Белой — авзянскую, зигазино-комаровскую и зигальгинскую свиты, вплоть до нижних горизонтов последней (Хоментовский, 1952).

Зильмердакская свита представлена почти исключительно терригенными породами. В нижней части ее преобладают грубые аркозы, в верхней — алевритовые и глинистые породы и кварцевые песчаники. Во всех хорошо изученных разрезах западного склона свита обнаруживает четырехчленное строение. Нижняя, бирьянская, подсвита или толща характеризуется наиболее грубым составом; она богата аркозовым материалом и содержит в большом количестве окислы железа. В ней выделяется несколько горизонтов, которые также прослеживаются почти повсеместно, по крайней мере в пределах Юрезанской синклинали зоны. Нижний и верхний горизонты сложены главным образом аркозовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, средний — красными и бурыми аргиллитами.

Вторая подсвита зильмердакской свиты, нугушская, представлена алевролитами и аргиллитами, которым подчинены кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники. Третья, лемезинская, подсвита, сложена кварцевыми среднезернистыми песчаниками. В бедерышинской подсвите вновь преобладают алевролиты и аргиллиты, в верхней части обогащенные карбонатным материалом. Здесь А. И. Олли (1947) обнаружил мелкие сферически-слоистые образования, по всей вероятности, отвечающие микрофитолитам типа *Osagia*.

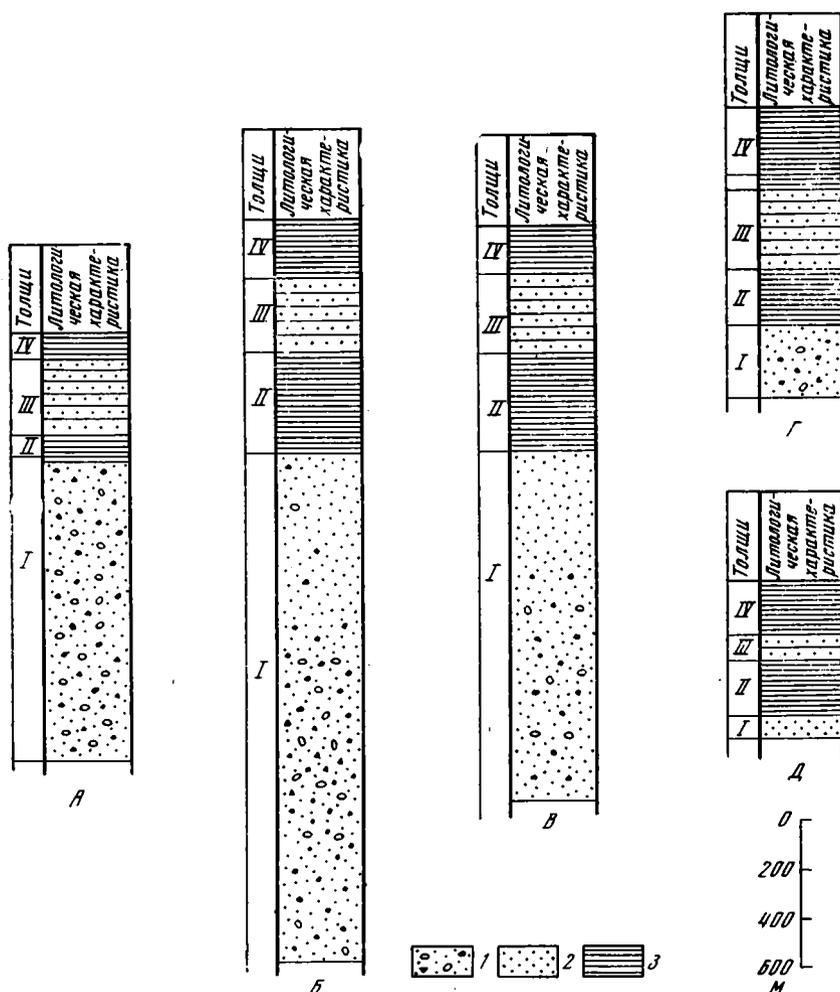
Внутри свиты не отмечено ни несогласий, ни перерывов,



Фиг. 8. Схема изопакит зильмердакской свиты. Западный склон Урала

- 1 — изопакиты через 500 м;
- 2 — контур области больших мощностей нижней подсвиты;
- 3 — контур выходов зильмердакской свиты (сильно схематизировано);
- 4 — чередование обломочных и сланцевых толщ;
- 5 — преобладание грубообломочных аркозовых толщ;
- 6 — опорные точки.

(Мощности в метрах, по данным А. И. Олли, М. А. Гараня, В. В. Хоментовского, З. М. Старостиной, Г. Н. Акимовой и др.)



Фиг. 9. Схематизированные разрезы зильмердакской свиты

А — Д — опорные разрезы:

А — хр. Яшкурт (Северо-Западная зона);

Б — гора Бахмур. хр. Бирьян (запад Юрезанской зоны);

В — район Тюльмы (восток Юрезанской зоны);

Г — хр. Сулея (северо-восточная окраина);

Д — бассейн р. Нугуша (южная оконечность Ямантауского антиклинория).

I — IV — толщи зильмердакской свиты:

I — бирьянская; II — нугушская;

III — лемезинская; IV — бердяшская.

Преобладающий тип пород:

1 — аркозовые песчаники, гравелиты, конгломераты;

2 — кварцевые песчаники;

3 — алевролиты, аргиллиты, сланцы. (По данным Э. А. Фальковой, О. П. Горяиновой, А. И. Олли, В. В. Хоментовского, З. М. Старостин, Г. Н. Акимовой и др.)

а в кровле устанавливается постепенный переход к карбонатным породам катавской свиты, содержащей первые горизонты с верхнерифейскими строматолитами.

При общей выдержанности строения зильмердакской свиты суммарная ее мощность, а также мощности и отчасти состав отдельных толщ значительно, но закономерно варьируют в пределах области ее развития (фиг. 9, табл. 12; см. фиг. 8). На северо-западе, на Каратауском поднятии, а также в районе хр. Яшкурт и горы Веселой обособляется зона, где зильмердакская свита характеризуется малыми мощностями верхних трех подствит, при мощном развитии бирьянской толщи, в составе которой здесь отмечено максимальное содержание грубообломочных пород — полевошпатовых конгломератов, гравелитов и грубых песчаников. Мощность свиты по восточной окраине этой зоны достигает 1500—1600 м, из

которых на долю верхних подсвит падает менее одной пятой части. Такие соотношения характерны только для северо-западной зоны. На южном ее продолжении бирьянская подсвита сокращается, а три верхние возрастают в мощности, при незначительном изменении суммарной мощности свиты.

С юго-востока в северо-западную зону углом вдается край Юрезанского синклинория, где расположены типовые разрезы как самой зильмердакской свиты, так и большинства ее подсвит. Мощность свиты здесь резко возрастает, достигая 3500 м в северо-западном углу (хр. Баскак) и 3000—2800 м вдоль западного борта синклинория, а затем плавно сокращается к востоку, северо-востоку и югу. Самые низкие мощности характеризуют северо-восточную оконечность полосы ее распространения (Бакальский район) и крайний юг (р. Кужа, бассейн Большого Нугуша, Кургасская антиклиналь). На склонах Уралтау, по данным С. С. Горохова (1964), свита также резко сокращается, а затем и полностью выклинивается.

Изменение мощностей свиты в пределах большей части западного склона идет в основном за счет нижней подсвиты; сокращение последней сопровождается падением количества грубого кластического материала в ее составе. Верхние толщи за пределами северо-западной зоны имеют довольно выдержанную мощность. Они сокращены лишь в крайних южных разрезах, близко подходящих к Уралтау, где и бирьянская подсвита едва превышает первую сотню метров.

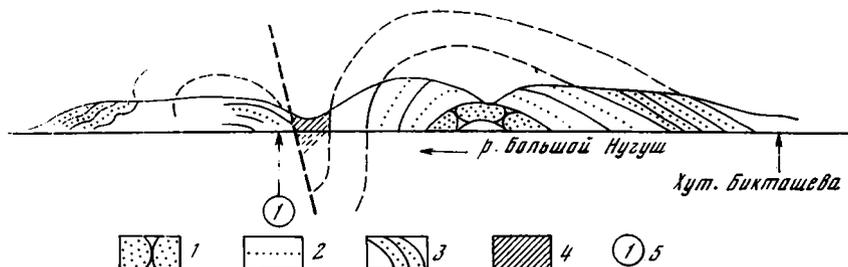
Большинство исследователей, в том числе А. И. Олли (1947), Г. Н. Акимова (1966), М. И. Гарань (1969), исходя из анализа состава и распределения обломочного материала, характера слоистости, знаков ряби и т. п., считают, что зильмердакская свита образовалась в условиях компенсированного прогиба, в мелководном бассейне, существовавшем во все время ее накопления, и в небольшом удалении от области сноса, расположенной к западу и северо-западу. Было высказано предположение о дельтовом характере осадков зильмердакской свиты. Надо заметить, что рисунок ее изопахит хорошо увязывается с этим представлением, предполагающим веерный разнос грубообломочного материала дельтами потоков, преимущественно с приподнятых участков Уфимского свода, в сочетании со сносом с запада (см. фиг. 8).

Опубликовано только одно определение абсолютного возраста пород зильмердакской свиты по глаукониту из нугушской толщи, давшее цифру 1000 млн лет. Образец из коллекции П. Н. Вербицкой был взят на левом берегу р. Большой Нугуш, ниже впадения в него р. Кудашки, в 1,5 км ниже хутора Бикташево (Гаррис и др., 1964; Келлер, 1972).

Основание верхнего рифея соответственно нередко датируют 1000 млн лет (Тугаринов, Войткевич, 1966, 1970; Виноградов, Тугаринов, 1968; Раабен, 1969; и др.). Однако указанная цифра не вошла в некоторые сводные работы (Келлер, Семихатов, 1968; Гаррис, Постников, 1969), и правомочность использования этого определения для датировки зильмердакской свиты оспаривалась. Б. М. Келлер, на основании данной им интерпретации условий залегания пачки пород, из которой происходит образец глауконита, пришел к выводу, что она принадлежит в действительности не к зильмердакской, а к инзерской свите. Поэтому он предложил совершенно отказаться от пользования цифрой изотопного возраста в 1000 млн лет, полученного по глаукониту из означенной выше точки, для датировки зильмердакской свиты, «несмотря на ее превосходную «сходимость» с другими датами» (Келлер, 1972, стр. 135).

Цифра 1000 млн лет, отнесенная к зильмердакской свите, и в самом деле стоит на месте в стройном и достаточно длинном ряду цифр, датирующих последовательный ряд свит каратауской и ашинской серий. Отнесенная же к инзерской свите, она резко выпадает из этого ряда, будучи древнее не только любой из опубликованных датировок инзерской

свиты (930—800 млн лет), но и древнее цифры 965 млн лет (Гаррис, Постников, 1969), датирующей катавскую свиту. Ввиду очевидной важности вопроса, автор настоящей работы провел дополнительные исследования на р. Большой Нугуш. Анализ условий залегания толщ, развитых здесь, и положения среди них пачки, из которой была взята проба на глауконит, показал, что эта пачка вряд ли может принадлежать к инзерской свите. Напротив, принадлежность ее к зильмердаку представляется более, чем вероятной (фиг. 10).



Фиг. 10. Схематический геологический профиль по р. Большой Нугуш

1—3 — зильмердакская свита: 1 — светлые массивные кварцито-песчаники, 2 — красные, серые, зеленоватые песчаники, 3 — серые мелкозернистые песчаники и алевролиты; 4 — катавская свита; 5 — место выхода пачки, давшей пробу на глауконит

Река Большой Нугуш на широтном отрезке своего течения, ниже хутора Бикташева, пересекает почти вкрест простирающую большую антиклинальную складку, почти целиком образованную породами зильмердакской свиты. В ядре и крыльях структуры, хорошо вскрытых в скалистых обрывах правого берега, в 1,2 км ниже хутора Бикташева обнажены (снизу вверх).

Мощность, м

- | | |
|---|-------------------|
| 1. Толща светлых желтовато-розовых и желтовато-серых кварцито-песчаников, массивных и толстослоистых. Здесь хорошо виден пологий перегиб в нижней пачке кварцито-песчаников, к западу от которого они падают к СЗ $315 \angle 15^\circ$. К востоку они приобретают обратное падение ВСВ $95 \angle 34^\circ$. | Видимая 90—100 |
| 2. Толща красновато-серых, серых и вишнево-красных мелко- и среднезернистых песчаников, средне- или толстослоистых, реже плитчатых. Отдельные плитчатые прослои имеют зеленовато-серую окраску | 200 |
| 3. Толща мелкозернистых серых песчаников, неправильно слоистых, с бугристыми поверхностями напластования, вверх постепенно переходящих в серые плитчатые алевролиты. В верхней части толщи имеются пачки плотных, темно-вишнево-красных плитчатых известковистых аргиллитов | Более 100 |

Выше в разрезе залегает карбонатно-глинистая пестроцветная толща катавской свиты. В основании ее имеется пачка строматолитовых доломитов с *Inseria tjomusi* Kгуl. Пестроцветные породы катавской свиты значительно дислоцированы. Падение же всех толщ зильмердакской свиты в пределах восточного крыла структуры спокойное, почти моноклинальное: ВСВ $110—125 \angle 35—36^\circ$.

Западное крыло антиклинальной структуры построено более сложно. Пологие падения присводовой части быстро сменяются крутым залеганием первой и второй толщ, обнаженных в скальных выходах правого берега Большого Нугуша. Падение в песчаниках второй толщи в нижних, самых западных выходах — ЗСЗ $310^\circ \angle 75^\circ$. К ним примыкает плохо обнаженная полоса шириной 200—250 м. В ее западной части появляются породы катавской свиты: на правом берегу Большого Нугуша имеются крупные глыбы строматолитовых известняков с *Inseria tjomusi*, а на левом — небольшие скалы, сложенные очень сильно дислоцированными пестрыми и розовыми мергелями.

Эти выходы катавской свиты отвечают структуре синклинального строения: непосредственно западнее рекой вскрыта выходящая из-под них пачка песчаников, слагающая крыло и свод антиклинальной складки. Именно из нее, по указанию Б. М. Келлера, происходит проба на глауконит с возрастом 1000 млн лет. Падение пачки в 10 м от крайней скалы катавских мергелей ВСВ 100 $\angle 42^\circ$, далее на протяжении 60—70 м падение постепенно выполаживается до горизонтального.

Породы пачки представлены в основном толстослоистыми красновато-серыми песчаниками, очень крепкими и плотными; им подчинены отдельные прослои плитчатых темно-вишневых или серых более мелкозернистых песчаников. В верхней части пачки залегает полуметровый прослой серо-зеленоватой окраски. Породы совершенно сходны с породами второй толщи описанного выше разреза зильмердакской свиты. Еще далее к западу в больших скальных выходах в некотором удалении от русла реки обнажены породы третьей толщи того же разреза — серые плитчатые алевролиты и мелкозернистые, неправильно слоистые песчаники. Они значительно перемяты и образуют несколько запрокинутых к западу небольших складок.

Рассмотренные соотношения показывают, что песчаники с глауконитом залегают в разрезе ниже пород катавской свиты, слагающих здесь осевую часть синклинальной структуры между двумя антиклинально построенными полосами зильмердакской свиты, а не часть наклоненной к западу моноклинали, образованной нормальной последовательностью зильмердакской, катавской и инзерской свит, как полагал Б. М. Келлер. Таким образом, П. Н. Вербицкая не ошиблась, отнеся пачку песчаников с глауконитом к зильмердакской свите.

Самый факт присутствия в этой пачке глауконита не может считаться аномальным. Этот минерал, притом аутигенный, давно известен в составе пород зильмердакской свиты, хотя встречается в ней редко (Олли, 1947, стр. 182, 184).

Все сказанное выше заставляет настаивать на том, что цифра 1000 млн лет, полученная по глаукониту из песчаников, выходящих на р. Нугуш ниже хутора Бикташева, действительно датирует зильмердакскую свиту. Пока нет никаких оснований зачеркивать эту единственную цифру, непосредственно датирующую базальную часть каратауской серии, а тем самым, с некоторой долей приближения, и нижнюю границу верхнего рифея в его стратотипической области.

В северной части западного склона Урала основание тимурия не обнажено. Самые нижние из обнаженных здесь слоев представлены рассольненской свитой Полюдова кряжа, которая развита на ограниченной площади (фиг. 11). Она была изучена главным образом в разрезах Камня Рассольного, на р. Низьве, а позже в горных выработках на гряде Дресвяная степь (Чочиа, 1955; Владимирская, 1955; Бурневская и др., 1957 г.; и др.). Это толща чередования кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников, алевритов и сланцеватых аргиллитов, мощностью до 500—600 м, с подчиненными прослоями более грубых кластических пород (фиг. 12).

В рассольненской свите, как и в зильмердакской, грубообломочные породы — гравелиты и конгломераты — приурочены к низам разреза. В верхних горизонтах, сложенных преимущественно алевролитами и сланцами, наблюдаются прослои мергелей и песчаников, обогащенных карбонатным материалом; в них иногда присутствуют концентрически слоистые микрофитолиты *Osagia* sp. Они весьма напоминают те образования, которые описаны А. И. Олли из лемезинской толщи зильмердакской свиты. Из мергельного прослоя происходит образец строматолитов, найденный Г. Н. Келль; он отвечает фрагменту постройки *Jurusanania nisvensis* Raab. Строматолиты этого типа весьма характерны для вышележащей деминской свиты и для катавско-деминского горизонта в целом.

Хребет Зильмердак (Южный Урал) (по данным А. И. Олли, Г. Н. Акимовой и др.):

1 — катавская свита — пестрые мергели и глинистые известняки, в основании со строматолитами *Inseria tjomusi* Kryl. и *Jurusania cylindrica* Kryl;

2 — 7 — зильмердакская свита:

2 — бедершинская толща: алевролиты, глинисто-алевролитовые сланцы, мелкозернистые песчаники, сверху — прослой карбонатных пород,

3 — лемезинская толща: светлые кварцевые песчаники, часто косослоистые, со знаками ряби, трещинами высыхания, содержат редкие глинистые пропластки, примазки и линзочки красного и зеленого цвета,

4 — нугушская толща: сверху — зеленые алевролиты и аргиллиты, в средней части — светлые кварцевые песчаники, внизу — красно-бурые алевролиты и аргиллиты,

5 — 7 — бирьянская толща:

5 — розоватые и сиреневые аркозовые песчаники, часто косослоистые, со знаками ряби и трещинами высыхания, аркозовые гравелиты и конгломераты,

6 — коричнево-красные аргиллиты и алевролиты,

7 — желтоватые и розоватые грубые аркозовые песчаники и гравелиты.

П о л ю д о в к р я ж. Древяная степь (по данным Бурневской и др., 1961 г.):

1 — деминская свита — глинистые известняки и доломиты, кирпично-красные, ржаво-бурые и серые, со строматолитами *Inseria tjomusi* Kryl., *Jurusania cylindrica* Kryl. и *Jurusania nivensis* Raab;

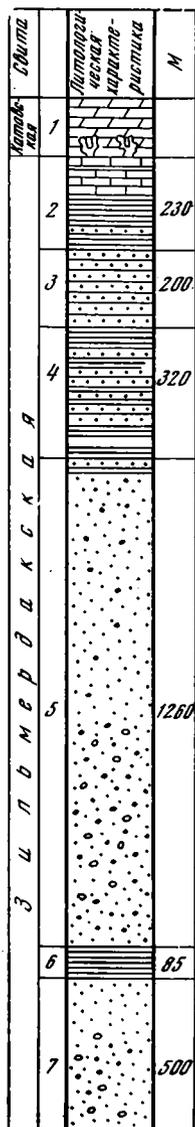
2 — 5 — рассольненская свита:

2 — глинистые сланцы, листоватые, серые, с прослоями зеленоватых алевролитов и мелкозернистых песчаников, ниже — зеленовато-серые и бурые известковисто-глинистые алевролиты и мелкозернистые песчаники с узловатыми карбонатно-глинистыми стяжениями, в известковистых песчаниках — концентрически слоистые микрофитоциты,

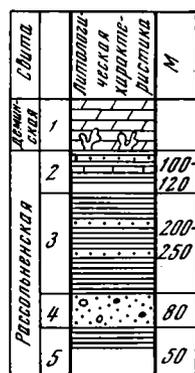
3 — переслаивание алевритистых аргиллитов и алевролитов с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников. Окраска внизу главным образом коричневатой и малиново-красная, в верхней части — желтовато- и серо-зеленая. В составе пород преобладают кварц и серицит. Отдельные прослои обогащены полевым шпатом, глауконитом или карбонатным материалом,

4 — коричневатомалиновые и бурые песчаники, средне- и разнозернистые, кварц-полевошпатовые, реже — аркозовые, гравелиты и редкого галечные конгломераты, преимущественно кварцевые, с гидроокислами железа в цементе,

5 — голубовато-серые глинистые сланцы с прослоями и линзами мелкозернистого песчаника



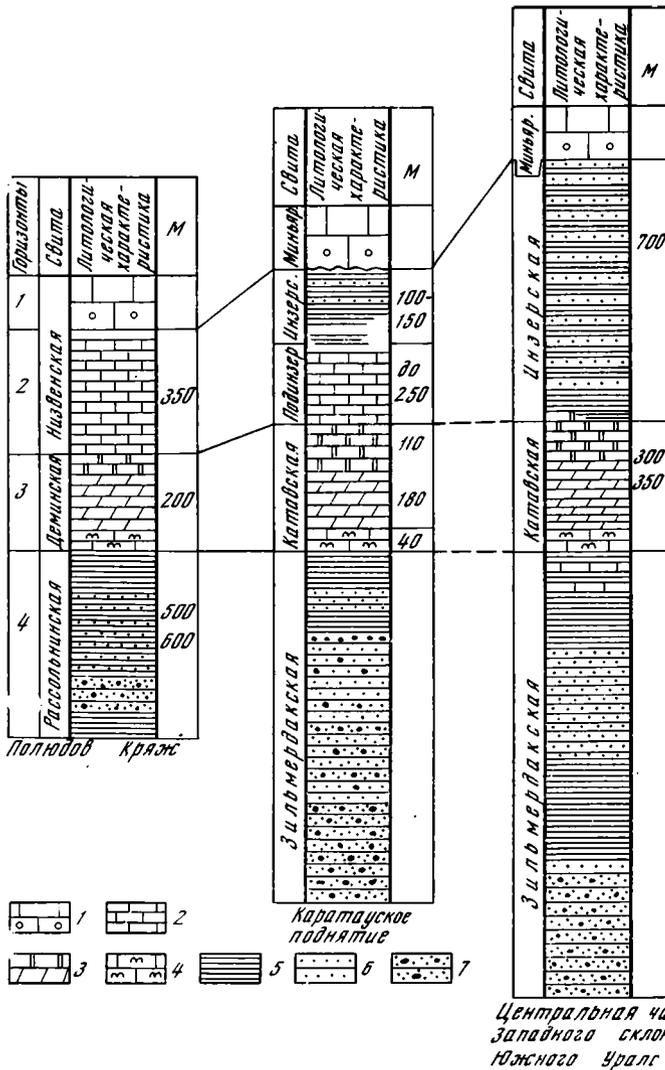
Хр. Зильмердак



Плюдов
кряж

Фиг. 11. Разрезы базальных слоев верхнего рифея на западном склоне Урала

Опубликовано несколько определений абсолютного возраста глауконитов из рассольненской свиты. Они колеблются в пределах 927—862 млн лет (Гаррис и др., 1964), причем, например, цифры 913 и 862 были получены для одного и того же образца. Приходится считать, что эти определения отражают лишь приблизительно возраст низов бирьяния. Они кажутся менее надежными, чем определения, полученные на Южном Урале. Исходя из них, некоторые исследователи (Смирнов, 1964;



Фиг. 12. Соотношение карбонатных и терригенных свит бирьяния в разрезах стратотипической области

- 1 — массивные известняки и доломиты;
 - 2 — плитчатые известняки;
 - 3 — мергели, доломитовые мергели;
 - 4 — строматолитовые известняки;
 - 5 — аргиллиты и алевролиты;
 - 6 — песчаники и алевролиты
 - 7 — грубозернистые песчаники, аркозы
- Цифры в колонках:
 1 — нижние горизонты миньяря;
 2 — 4 — бирьяний;
 2 — верхние горизонты,
 3 — главный биостратиграфический горизонт,
 4 — базальные горизонты

и др.) сопоставляют рассольненскую свиту с инзерской свитой Южного Урала, имеющей близкие изотопные датировки. Большинство исследователей, однако, как прежде, так и сейчас считают ее аналогом зильмердакской свиты (Чочиа, 1955; Владимирская, 1955; Львов, 1957; Раабен, Журавлев, 1962; Келлер, 1963; Есипов, 1963; Гарань, 1969; и др.). Залегание обеих свит непосредственно под главным реперным биостратиграфическим горизонтом бирьяния однозначно решает этот вопрос, а отмеченные выше черты сходства в строении базальных горизонтов бирьяния на севере и на юге свидетельствуют о единстве развития приплатформенной части верхнерифейской миогеосинклинали западного склона Урала на раннем этапе ее развития.

Главный биостратиграфический горизонт бирьяния (катавская и деминская свиты). Нижний палеонтологически хорошо охарактеризованный горизонт бирьяния в стратотипической области представлен, как уже отмечалось, катавской свитой на Южном Урале и деминской — на Полудовом крае. Их корреляция у большинства исследователей не вызывает сомнений (Чочиа, 1955; Владимирская, 1955; Львов, 1957; Келлер, 1952, 1968; Раабен, Журавлев, 1962; Раабен, 1964; Гарань, 1969; и др.).

Катавская свита пестрых глинисто-карбонатных пород была выделена в бассейне р. Юрезань, в районе г. Катава-Ивановского (Горяинова, и др., 1931). В ее состав впоследствии нередко включалась также подинзерская (симская) свита (табл. 13), надстраивающая разрез карбонатных толщ в западной части западного склона. Нам кажется более правильным сохранить катавскую свиту в ее первоначальном объеме: подинзерская свита не только отсутствует в стратотипическом разрезе у г. Катава-Ивановского, но тесно связана с инзерской свитой, латеральным эквивалентом части которой, вероятно, является.

Катавская свита прослеживается по всему западному склону Южного Урала. Она везде залегает согласно на немых базальных горизонтах каратауской серии. Постепенный характер перехода подчеркивается присутствием прослоев карбонатных пород и алевролитов с карбонатным цементом в бедерышинской толще зильмердакской свиты.

В основании катавской свиты во многих разрезах прослежен горизонт массивных желто-бурых известняков со строматолитами (Горяинова, Фалькова, 1940). Он содержит *Inseria tjomusi* Kryl., *Jurusania cylindrica* Kryl., (Крылов, 1963) и *J. nisvensis* Raab. Кроме того, имеются указания на находку в катавской свите *Inseria confragosa* (Semikh.) (Семихатов, Комар, 1965). Микрофитолиты представлены редкими *Vesicularites raabenaе* Zabr. Из других ископаемых здесь найдены ходы илоедов. По данным Н. Е. Пыховой, для катавской свиты характерен комплекс акритарх, отличный от комплексов более высоких горизонтов каратауской серии. Большая часть свиты представлена плитчатыми мергелями и глинистыми известняками различной окраски; красно-бурые, вишневые, малиновые разности преобладают в нижней, светло-серовато-зеленые — в верхней части свиты.

Прекрасный разрез наблюдается в районе г. Миньяр, где свита обнажена в больших карьерах и обрывах почти целиком, за исключением самых нижних ее горизонтов. Основание разреза слагают темно-вишневые толстоплитчатые глинистые известняки с редкими пропластками желто-серых мергелей, видимой мощностью около 30 м.

Они сменяются толщей переслаивания малиново-красных и светло-зеленовато-серых мергелей и глинистых пелитоморфных известняков, мощностью около 180 м. Зеленовато-серые разности пород часто имеют своеобразную струйчатую или тонкочешуйчатую текстуру, хорошо описанную еще О. П. Горяиновой и З. А. Фальковой (1940). Очень многочисленны конформные поверхности растворения на границах слоев, с мелкими стилолитами. Породы различных оттенков в нижней части толщи сочетаются примерно в равных количествах: они то образуют тонкие чередующиеся ленточные прослои, то группируются в пачки мощностью до нескольких метров. Число красноцветных прослоев уменьшается снизу вверх, и они практически исчезают в верхних 110—120 м разреза; здесь среди зеленоватых пелитоморфных глинистых известняков появляются прослои серых мелкокристаллических известняков, характерных для вышележащей подинзерской свиты.

Катавская свита повсеместно сохраняет то же строение, и в ее составе соответственно выделяются и прослеживаются три подсвиты или толщи — нижне-, средне- и верхнекатавская (Олли, 1947; Гарань, 1963, 1969; и др.). Границы между ними довольно расплывчаты. Этим, вероятно, объясняются значительные, незакономерные колебания мощностей отдельных толщ, отмеченные многими авторами, при довольно устойчивой суммарной мощности свиты, составляющей 250—300 м.

За исключением нижних горизонтов, катавская свита довольно бедна органическими остатками. Находки строматолитов из верхнекатавской свиты, отмеченные А. И. Олли (1947), не были повторены. Микрофитолиты представлены редкими *Radiosus* и *Asterosphaeroides* плохой сохранности (Забродин, 19686).

Таблица 13

Подразделения нижней карбонатной толщи каратауской серии Южного Урала, принятые в различных работах

| Горяинова и др., 1931 | Горяинова, Фалькова, 1940 | Олли, 1947 | Гарань, 1963, 1969 | Крылов, 1963 |
|-----------------------|---------------------------|-----------------------|--------------------------|------------------------------|
| Подинзерская свита | Катавская свита | Подинзерская толща | Подинзерская подсвита | Верхняя подинзерская толща |
| Катавская свита | | Верхнекатавская толща | Верхнекатавская подсвита | Нижняя (пестроцветная) толща |
| | | Среднекатавская толща | Среднекатавская подсвита | |
| | | Нижнекатавская толща | Нижнекатавская подсвита | |

Абсолютный возраст свиты известен по данным одного определения калий-аргоновым методом по глаукониту, о котором уже говорилось выше. Она датируется цифрой 965 млн лет (Гаррис, Постников, 1969, 1970).

Деминская свита Полюдова кряжа и по литологии и по составу органических остатков сходна с катавской. Она была выделена на р. Низьве, близ дер. Демино; впоследствии ее разрезы были изучены и на Колчимском поднятии, у Камня Полянка (Чочиа, 1950; Чочиа, Адрианова, 1952; Владимирская, 1955; Бурневская и др., 1957). Деминская свита связана постепенным переходом с рассольненской, верхние горизонты которой имеют черты сходства с бедерышинской толщей зильмердакской свиты.

В основании деминской свиты, как и в основании катавской, развит горизонт красно-бурых, серых и ржаво-желтых строматолитовых известняков с *Inseria tjomusi* Kryl., *Jurusania nisivensis* Raab. и *J. cylindrica* Kryl. (Раабен, 1964а, б). Вышележащие горизонты представлены преимущественно пестрыми мергелями и глинистыми известняками; красноцветные разности преобладают в нижней части свиты, светло-зеленовато-серые — в верхней; ленточное переслаивание тех и других характерно для средних горизонтов. Редкие прослои строматолитовых известняков содержат *Jurusania nisivensis* и *Tungussia* sp. Микрофитолиты представлены *Radiosus* sp., *Nubecularites* sp., *Vesicularites* gaabenaе (Забродин, 1968б).

В составе свиты были отмечены пачки терригенных пород. В частности, А. Г. Акиншиной на р. Большой Колчим отмечены вишнево-красные алевролиты, приуроченные, по-видимому, к средним горизонтам (Бурневская и др., 1957 г.). Пачки песчаников и алевролитов, описанные на р. Низьве Е. В. Владимирской, не принадлежат к деминской свите, с которой граничат по разлому (Раабен, Журавлев, 1962). Определение возраста глауконитов из этой пачки (Гаррис и др., 1964; Гаррис, Постников, 1970) соответственно не относится к деминской свите.

Верхние горизонты бирьяния (подинзерская, инзерская свиты, нижняя подсвита низьвенской свиты). На Южном Урале верхние горизонты бирьяния представлены разрезами двух типов. В западной зоне западного склона на верхних горизонтах катавской свиты лежит карбонатная подинзерская, над которой залегает терригенная инзерская свита невыдержанной, чаще всего небольшой мощности. Вне пределов западной зоны подинзерская свита имеет ничтожное развитие, или даже отсутствует вовсе. На верхнекатавской толще, согласно и постепенно сменяя ее, залегают терригенные породы мощно развитой инзерской свиты, которая одна представляет здесь верхние горизонты бирьяния.

| Стратиграфический словарь, 1956 | Келлер и др., 1960 | Семихатов, 1962 | Раабен, Журавлев, 1962 | Настоящая работа |
|---------------------------------|------------------------------|-----------------|--|--------------------|
| Подинзерская свита (толща) | Симская (подинзерская) свита | Симская свита | Подинзерская (симская свита) | Подинзерская свита |
| Катавская свита | Катавская свита | Катавская свита | Катавская (собственно катавская) свита | Катавская свита |

Западный тип разреза хорошо выражен в районе г. Миньяра, по обоим берегам р. Сим, на Каратауском поднятии. Подинзерская свита здесь, как, по-видимому, и везде, залегает на верхнекатавской толще, с которой связана постепенными переходами. Свита представлена главным образом яснослоистыми, правильно-плитчатыми доломитами, темно-серыми и серыми, часто полосчатыми, нередко породы имеют псевдобрекчиевую текстуру. Некоторые разности представляют собой типичные «плиточные конгломераты» («flacky conglomerates») — внутри отдельных прослоев содержатся многочисленные плоские, различно, иногда веерообразно ориентированные тонкие плитки карбонатных пород одного состава с окружающими; порой они резко выделяются благодаря своей окраске, более темной или более светлой, чем цементирующая порода.

Верхние горизонты свиты сложены однотонными серыми толстослоистыми известняками и доломитизированными известняками с отдельными линзами крупнобрекчиевых и конгломератовидных разностей.

В породах подинзерской свиты содержатся микрофитолиты *Radiosus* и *Asterosphaeroides*, неопределимые до вида. Мощность свиты в районе Миньяра достигает 150—180 м. Близкие мощности указываются и для всего Каратауского поднятия. Для более южных районов западной зоны отмечено местами незакономерное возрастание мощностей до 250—300 м (Олли, 1947; Гарань, 1963, 1969; и др.). Эти цифры могут быть преувеличенными, поскольку в состав подинзерской свиты иногда ошибочно включают толщи, принадлежащие нижней подсвите миньярской свиты, особенно в тех разрезах, где инзерская свита выпадает по тем или иным причинам. Строматолиты в подинзерской свите отсутствуют или крайне редки. Отмеченные в районе Миньяра *Gymnosolen ramsay* и *Katavia karatavica* (Крылов, 1963) принадлежат в действительности к несколько похожей на нее пачке, залегающей в верхней части миньской подсвиты миньярской свиты (Раабен, 1969). К той же пачке принадлежат многочисленные *Gymnosolen*, *Minjaria* и другие столбчатые формы, обнаруженные И. Н. Крыловым и Б. М. Келлером в бассейне р. Зилим и ошибочно отнесенные этими исследователями, а также В. А. Комаром к подинзерской свите.

Подинзерскую свиту вверх совершенно согласно сменяет инзерская свита, представленная зеленовато-серыми и буро-красными алевролитами, песчаниками и глинистыми сланцами. А. И. Олли (1947) отмечал малую мощность инзерской свиты в западной зоне и, в частности, в миньярском районе, где он оценивал ее цифрами 150—180 м. По нашим данным, мощность ее в отдельных разрезах близ г. Миньяра еще меньшая. Она не превышает 100—120 м на левом берегу р. Сима, а на правобе-

режье еще более сокращается. К югу от Каратауского поднятия мощность инзерской свиты возрастает местами до 450 м.

Сходный тип разрезов верхней части бирьяния характерен для всей западной зоны, где подинзерская свита прослежена на юг до р. Раувак.

Иной тип разреза наблюдается вне западной зоны. Так, например, близ пос. Инзер, выше устья р. Малый Инзер, в районе, где был установлен стратотип инзерской свиты, между зеленоватыми пелитоморфными известняками верхнекатавской толщи и существенно терригенными породами инзерской свиты выделяется лишь пачка мелкокристаллических розово-серых известняков с подчиненными прослоями серо-зеленых глинистых сланцев, мощностью 25—30 м. Условно она параллелизуется с подинзерской свитой (Горяинова, Фалькова, 1940).

Инзерская свита представлена в этом разрезе мощной толщей переслаивания кварцевых и кварц-полевошпатовых алевролитов и мелкозернистых песчаников и алевролитовых сланцев, серых, зеленоватых и красных, содержащих в нижней части редкие прослои карбонатных пород. Мощность свиты на р. Малый Инзер достигает 700—1000 м. В других районах центральной полосы она также составляет 650—750 м (Горяинова, Фалькова, 1940; Олли, 1947; Старостина, 1962).

В восточных районах инзерская свита залегает непосредственно на верхнекатавской толще. Мощность ее несколько меньше, чем в центральной полосе. В составе свиты преобладают пестрые, красные и зеленые алевролиты, кварцевые и аркозовые песчаники, иногда с высоким содержанием глауконита, а также глинистые и алевролит-глинистые серицитизированные сланцы.

Все исследователи подчеркивают непостоянство состава и сложность строения инзерской свиты, отсутствие маркирующих горизонтов и трудность вычленения сколько-нибудь выдержанных толщ. Непосредственная корреляция ее восточных и западных разрезов не осуществлялась. Весьма вероятно, что стратиграфический объем их неодинаков, и что базальные горизонты инзерской свиты на востоке несколько древнее, чем на западе. Залегая в западной полосе на подинзерской свите, а в центральной и восточной — на верхнекатавской толще, они соединены с обеими постепенными переходами. Такой характер границ был подчеркнут и в работах А. И. Олли, видевшего, однако, в инзерской свите базальный член нового цикла осадконакопления. Низы терригенной инзерской свиты в восточных разрезах, таким образом, по-видимому, замещают подинзерскую карбонатную толщу и должны считаться ее латеральным аналогом.

Эквивалентом части катавской свиты подинзерская свита быть не может: в разрезах ее подстилает, как и инзерскую свиту, верхнекатавская толща, и, следовательно, она отвечает более молодым, чем катавская свита, горизонтам верхнего рифея. Фациальное замещение терригенных отложений верхней части бирьяния карбонатными кажется наиболее вероятным объяснением указанных соотношений (см. фиг. 12).

Исходя из этого, характер разрезов северной части западного склона кажется закономерным. На Полюдовом кряже терригенные аналоги инзерской свиты, по-видимому, отсутствуют. Деминская свита согласно и постепенно сменяется серыми мелкокристаллическими чистыми доломитами нижней толщи низьвенской свиты. Эту толщу, мощностью около 350 м, с успехом можно было бы выделить в особую «наддеминскую» свиту. Она хорошо отличается однородным составом и равномерной серой окраской от вышележащих толщ, в которых появляются линзы строматолитовых пород и прослои, переполненные микрофитолитами миньярского комплекса, и которые принадлежат к более высоким горизонтам тимурия.

В «наддеминской» толще не найдено ни строматолитов, ни микрофитолитов. Нет в ее составе и глауконита. Поэтому стратиграфический

объем этой толщи неясен. Как это предполагал Б. М. Келлер (1968), она может быть аналогом подинзерской и инзерской свит. Ее можно считать аналогом одной подинзерской свиты (Раабен, Журавлев, 1962).

Характер ее контакта с вышележащими толщами в силу условий обнаженности неизвестен. По аналогии с северными разрезами западной зоны западного склона можно предполагать, что в основании миньярия и здесь, на Полудовом кряже, имеется перерыв.

Верхние карбонатные горизонты бирьяния, судя по имеющимся данным, не отличаются существенно от нижних горизонтов по биостратиграфической характеристике: как мы уже отметили, строматолиты *Cymnosolen ramsayi*, *Katavia karatavica* и другие не могут считаться принадлежащими к этой части разреза. Поэтому сейчас нет оснований проводить крупный биостратиграфический рубеж в основании подинзерской (симской) подсвиты (Семихатов, 1962; Крылов, 1972).

Комплекс геологических и геохронологических данных также говорит о том, что эти горизонты, а также и вышележащие терригенные отложения инзерской свиты вряд ли могут отрываться от подстилающих толщ. Уже подчеркнутый выше непрерывный характер разреза верхней части бирьяния хорошо согласуется с данными о соотношении возрастов глауконитов катавской и инзерской свит.

Для инзерской свиты известны цифры в интервале 921—800 млн лет (Гаррис и др., 1964; Гаррис, Постников, 1970). Две наиболее древние цифры, близкие друг к другу, были получены для глауконитов с Каратауского поднятия (район г. Миньяр — 921 млн лет, Киселев ключ — между городами Аша и Миньяр — 910 млн лет). Поскольку инзерская свита подстилается здесь подинзерской, цифры эти характеризуют наиболее молодые горизонты этого разреза бирьяния.

Группа цифр, полученная для инзерской свиты более южных районов, дает больший разброс и более молодые, а в одном случае (р. Большой Нугуш) — значительно более молодую датировку 800 млн лет. Последняя цифра резко отрывается от остальных. Сейчас трудно сказать, отвечают ли эти цифры, полученные в районах, где инзерская свита развита более мощно, горизонтам, более высоким, чем те, которые представлены на Каратауском поднятии. Если глауконит с возрастом 800 млн лет сингенетичен, и привязка его верна, может даже встать вопрос о присутствии в составе мощной терригенной инзерской свиты юго-восточной части западной зоны, а также в центральной полосе западного склона возрастных аналогов карбонатных толщ не только подинзерской свиты, но и миньской подсвиты миньярской свиты Каратауского поднятия. Вместе с тем встанет и вопрос о возможности присутствия перерыва внутри инзерской свиты и разрыва в возрасте между ее нижними и верхними горизонтами на востоке и юго-востоке. Решение вопроса потребует дополнительных детальных стратиграфических и радиометрических исследований прежде всего инзерской свиты в ее стратотипе на р. Инзер, а также миньярской свиты в этом и прилежащем районах. В хорошо изученных разрезах Каратауского поднятия инзерская свита, судя по изотопным датировкам, резко оторвана от верхней части каратауской серии. Как указывалось выше, она датирована цифрами древнее 900 млн лет, тогда как вышележащий горизонт верхнего рифея дает цифры, значительно более молодые. Это согласуется с нашими данными о перерыве, отделяющем в стратотипе бирьяний от миньярия.

ВЕРХНИЙ ТИМУРИЙ

Верхний тимурый в стратотипической области палеонтологически охарактеризован значительно полнее, чем бирьяний. Его отложения представлены по преимуществу карбонатными породами и богаты органическими остатками.

В составе подгруппы достаточно отчетливо выделяются миньярий и венд, каждому из которых свойствен особый комплекс карбонатной водорослевой проблематики. Наиболее представительный комплекс строматолитов известен из отложений миньярия. Венд западного склона Урала дал пока лишь единичные характерные формы строматолитов, зато он богат специфическими микрофитолитами четвертого комплекса, по З. А. Журавлевой, на основе которых и проводится его нижняя граница.

Отложения миньярия представлены в стратотипической области миньярской свитой Южного Урала, а также второй и третьей подсвитами низьвенской свиты Полюдова кряжа. Биостратиграфически охарактеризованный венд достоверно установлен лишь в составе укской свиты Южного Урала. В последнее время появились данные, позволяющие предполагать вендский возраст и для самых верхних горизонтов низьвенской свиты. Терригенные толщи ашинской и чурочной серий отнесены к венду на основании радиологических данных, а отчасти и по традиции. Отсутствие в них водорослевой карбонатной проблематики мешает пока ставить в биостратиграфическом плане вопрос о возможности выделения в их составе также и нижнего кембрия. Можно надеяться, что успехи развития исследований акритарх вскоре позволят подойти к этой проблеме.

Миньярий западного склона Урала и важнейших разрезов Тимана и полуострова Канин

Южный Урал

Миньярская протосистема, ранее выделенная как миньярские горизонты или миньярский раздел верхнего рифея (Раабен, 1967; Раабен, Забродин, 1972), названа по одноименной свите каратауской серии. Первый представительный комплекс верхнерифейских строматолитов был описан (Крылов, 1959а, 1962, 1963) в основном из отложений этой свиты; он послужил в дальнейшем эталоном для выделения верхнего рифея в ряде опорных разрезов (Раабен, Журавлев, 1962; Семихатов, 1962; Раабен, 1964б; Комар, 1964; Комар и др., 1964; и др.).

К миньярской свите, которая была выделена О. П. Горяиновой, И. В. Дорофеевым и др. (1931), долгое время относили всю толщу карбонатных пород каратауской серии, залегающую между инзерской свитой и подошвой ашинской серии. После работ Ю. Р. Беккера (1958, 1961) и биостратиграфических исследований З. А. Журавлевой (1963, 1964) и других, верхняя часть ее обычно рассматривается как самостоятельная единица — укская свита (Келлер, 1963; Гарань, 1969; и др.). Эта свита оказалась принадлежащей уже к венду.

Данные Ю. Р. Беккера показали, что миньярская свита и в новом объеме не представляет собой единой, но фациально неустойчивой карбонатной толщи, как это считалось ранее (Горяинова, Фалькова, 1940; Гарань, 1946; Олли, 1947; и др.), но что в ней выделяются и повсеместно прослеживаются две подсвиты, миньская и бьяннская, а также ряд подчиненных им пачек. Это значительно облегчило исследование послыного распределения в разрезах свиты строматолитов и микрофитолитов (Забродин, 1968б; Раабен, 1969; Раабен, Забродин, 1972).

Разрезы Каратауского поднятия и расположенной восточнее антиклинальной структуры, пересеченной Южно-Уральской железной дорогой между г. Усть-Катав и ст. Вязовая, взятые в совокупности, дают наилучшее представление о строении и палеонтологической характеристике как миньярия, так и нижней части венда. Разрезы охарактеризованы и цифрами абсолютного возраста, датирующими как миньскую и бьяннскую подсвиты, так и вышележащие толщи.

Исследование этих разрезов показывает, что миньярская свита залегает на инзерской свите с разрывом, хотя и без видимого углового несогласия. Уже и ранее на границе этих свит отмечались признаки ожелезнения (Беккер, 1961). Как удалось установить сейчас, в основании миньярской свиты нередко развита маломощная пачка конгломератов базального типа, гравелитов и песчаников с рассеянными гальками. Состав галек, в которых представлены как подстилающие, так и экзотические породы, свидетельствует об имевшем место предминьярском перерыве. Как уже отмечалось выше, инзерская свита имеет здесь сокращенную мощность. Она датирована по глаукониту цифрами 910—920 млн лет. Из базального горизонта миньярской свиты происходят образцы глауконита с возрастом 760 и 813 млн лет (Гаррис и др., 1964). Таким образом, между этим горизонтом и инзерской свитой намечается разрыв в возрасте порядка 100 млн лет.

Во всех разрезах хорошо выражено двучленное строение миньярской свиты: карбонатные толщи миньской и бьянжской подсвит разделены терригенной пачкой мощностью не менее нескольких десятков метров. Эту пачку иногда ошибочно принимали за инзерскую свиту: их породы довольно близки по составу и сходны по облику. Ю. Р. Беккер описал указанную пачку в составе бьянжской подсвиты. Здесь, однако, она отнесена к миньской подсвите, так как бьянжская подсвита отделена от нее отчетливым разрывом. Глаукониты из низов бьянжской подсвиты датированы цифрами 730—733 млн лет, и разрыв в возрасте между этими горизонтами и подстилающими кажется незначительным.

Карбонатная толща миньской подсвиты характеризуется преобладанием в ней известняков, преимущественно темных и плитчатых: светлые толстослойные разности встречаются редко и только в верхней ее части. В отличие от нее, бьянжская подсвита богата светлыми доломитами. Они господствуют в нижней половине свиты, вверх постепенно уступая место темным доломитам и известнякам с многочисленными линзами и прослоями кремней. Обе подсвиты богаты строматолитами и микрофитоли-тами.

В составе миньской подсвиты могут быть выделены:

- М₁. Базальная пачка конгломератов, песчаников и гравелитов невыдержанной мощности.
- М₂. Горизонт с микрофитоли-тами *Osagia crispa* Z. Zhur., *Radiosus elongatus* Z. Zhur., *R. minjyricus* Zabr. Он представлен тонкоплитчатыми очень темными известняками, неправильно-слоистыми, с линзочками плиточных конгломератов и брекчий. Иногда содержит также пластовые строматолиты (?) *Malginella* Komar.
- М₃. Горизонт с *Tungussia* cf. *colcimi* Raab., *Alternella* sp., пластовыми и пластово-столбчатыми строматолитами, с микрофитоли-тами *Osagia crispa*, *Radiosus elongatus* и *R. minjaricus* и проблематическими карбонатными структурами *Kulgunina* Raab. Он сложен серыми или буровато-серыми слоистыми, иногда плитчатыми известняками. Строматолиты слагают то пласты, то линзовидные биогермы, с их постройками часто ассоциируют осадочные брекчии.
- М₄. Горизонт со строматолитами *Alternella bianca* Raab., *Gymnosolen* (*Minjaria*) cf. *giganteus* Raab., *Gymnosolen* cf. *ramsayi* Steinm., *Katavia karatavica* Kryl., *Parmites meridionalis* Raab. Он сложен практически нацело строматолитовыми известняками, чаще всего сизо-серыми, в верхней части иногда приобретающими пятнистую или красноватую окраску.
- М₅. Пачка пестрых, красных, зеленых и желтовато-серых песчаников и алевролитов.

В составе бьянжской подсвиты выделяются следующие пачки и горизонты:

- В₁. Пачка мелкогалечного конгломерата невыдержанной мощности, выше которой обычно залегает прослой глинистых известняков, зеленых, желтых и бурых с биогермами желваковых или столбчатых, сильно ожелезненных строматолитов (Раабен, Забродин, 1972).
- В₂. Маломощный, но выдержанный горизонт с *Conophyton miloradoviči* var. *krylovi*.
- В₃. Горизонт с микрофитолитами *Radiosus elongatus* Z. Zhur., *R. minjaricus* Zabr. и *Asterosphaeroides sparsus* Zabr. Горизонты В₂ и В₃ представлены светлыми доломитами.
- В₄. Горизонт с многочисленными *Tungussia* sp., *Poludia* sp., и *Parmites* sp. Строматолитовые светлые, часто желтоватые доломиты слагают пласты и линзы и чередуются с плитчатыми доломитами, среди которых нередки брекчиевидные и узорчатые разности. Нередко здесь присутствуют маломощные пачки кварцевых и глауконитовых песчаников.
- В₅. Горизонт с *Gymnosolen* sp., *Gymnosolen (Minjaria) uralica*, редкими *Tungussia* и микрофитолитами *Osagia crispa* Z. Zhur., *Radiosus elongatus* Z. Zhur., *R. aculeatus* Z. Zhur., *R. tenuis* Z. Zhur., *R. lucidus* Zabr., *R. minjaricus* Zabr., *Asterosphaeroides sparsus* Zabr., *Vesicularites vapolensis* Zabr., *V. parvus* Zabr., *V. raabenae* Zabr. Эта часть разреза представлена тонко- и толстослойными тускло-серыми доломитами, которым подчинены прослой брекчиевидных или узорчатых разностей.
- В₆. Горизонт с *Gymnosolen (Minjaria)* и многочисленными микрофитолитами из групп *Vesicularites*: *V. vapolensis* Zabr., *V. elongatus* Zabr., *V. enigmatus* Zabr., *V. raabenae* Zabr., *V. pussilus* Zabr., *V. parvus* Zabr., *Asterosphaeroides ruminatus* Zabr. Этот горизонт представлен слонстыми доломитами с большим количеством кремней.
- В₇. Маломощный горизонт, содержащий тот же комплекс везикуляритов, к которому, однако, присоединяются формы, характерные для четвертого комплекса микрофитолитов, в частности, *Vesicularites bothrydioformis* и *V. concretus*.

Горизонт В₁, быть может, следует уже отнести к венду, граница которого пройдет, по-видимому, несколько ниже границы раздела миньярской и укской свит.

Приведенный опорный сводный разрез миньярия составлен на основе ряда частных разрезов, наилучшие из которых расположены в окрестностях г. Миньяр и разъезда Бьянка, у станции Вязовая и близ г. Усть-Катава, у пос. Шубино (фиг. 13). Эти разрезы отчасти перекрываются и легко связываются воедино благодаря наличию общих характерных пачек.

В окрестностях г. Миньяр расположен один из самых представительных разрезов миньярской свиты: здесь хорошо видно ее соотношение с подстилающими толщами, а также большая часть разреза, за исключением верхних горизонтов. Свита залегает очень спокойно в периклинали северной оконечности антиклинальной структуры хр. Аджигардак. Различные ее пачки прекрасно обнажены в огромных карьерах, дорожных выемках и скалах по бортам долины р. Сим и ее правых притоков.

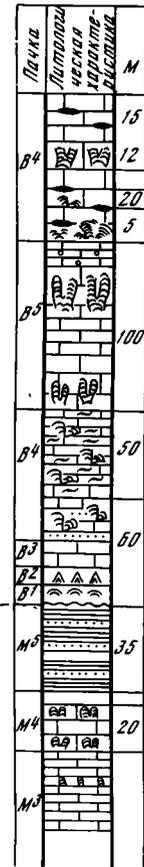
На северной окраине города, в глубокой долине ручья, впадающего в р. Сим в 2 км ниже Миньярского пруда, видна в едином разрезе последовательность полого падающих на северо-северо-запад свит: подинзерской, инзерской и миньярской. Разрез имеет следующее строение (снизу вверх):

Мощность, м

Подинзерская свита представлена тремя пачками:

1. Черно-серые, ленточно-слонстые, правильноплитчатые доломиты с ярко-желтой поверхностью выветривания 30

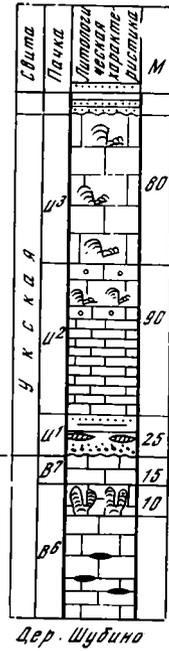
- 1 — 7 — известняки и доломиты:
 1 — со столбчатыми строматолитами,
 2 — с микрофитолитами,
 3 — «узурчатые известняки»,
 4 — глинистые известняки и мергели со столбчатыми и пластово-столбчатыми строматолитами,
 5 — со стяжениями кремня,
 6 — плитчатые,
 7 — массивные;
 8 — глинистые сланцы и алевролиты;
 9 — песчаники;
 10 — песчаники с галькой, гравелиты;
 11 — линзы лимонита



Разрез Боянка



Ст. Вязовая



Дер. Шубино

-

Фиг. 13. Разрезы миньярской свиты на западном склоне Южного Урала и распределение в них строматолитов и микрофитоцитов

- Мощность, м
2. Чередование пачек (0,5—0,7 м) черно-серых ленточно-слоистых плитчатых доломитов и прослоев (0,5—0,7 м) массивных светло-серых брекчиевых известняков. На поверхностях напластования широко развиты стилолиты. Отдельные прослои содержат микроскопические трубчатые карбонатные структуры неясного происхождения Около 8
3. Светло-серые толстослойные и массивные известняки с линзами карбонатных брекчий 20—25
- Инзерская свита согласно ложится на описанную пачку. Она сложена красно-бурными и серо-зелеными алевролитами, глинисто-алевролитовыми сланцами, красновато- и желтовато-серыми песчаниками Около 100
- Миньярская свита (см. фиг. 13) представлена двумя нижними пачками:
- М₁. Пачка пестрых кварц-глауконитовых песчаников, темно- или оливково-зеленых, вишнево-красных, желтовато-серых, с прослоями красно-серых гравелитов и с линзами и небольшими глыбами желто-серых рыхлых известковистых песчаников 2,0—2,5
Их сменяет карбонатная толща, в основании которой залегает
- М₂. Пачка серых и желтовато-серых несколько ожелезненных плитчатых известняков с прослоями оолитовидных известняков с множеством микрофитолитов *Osagia crispa*, *Radiosus elongatus* Видимая 4

Непосредственный контакт миньярской и инзерской свит еще лучше обнажен в правом мысу подтопленной долины рч. Миньяр, над Миньярским прудом. Здесь, у основания склона видна верхняя пачка инзерской свиты, сложенная желтыми тонкослойными несколько ожелезненными песчаниками. На их неровную, с карманами и выступами, поверхность с размылом ложится базальная терригенная пачка миньской подсвиты:

- Мощность, м
- М₁. Конгломерат с галькой и окатанными плитками желтых и серо-зеленоватых алевритов и песчаников, гальками жильного кварца, яшмы, сильно выветрелых изверженных пород. В нем содержатся небольшие прослои и линзы яблочно-зеленых глауконитовых песчаников и сланцеватых алевролитов. Мощность конгломерата достигает полуметра. Верхняя часть пачки сложена серыми или желтовато-серыми косослойными, местами сильно ожелезненными песчаниками, с известковистым цементом, выше переходящими в песчаные известняки Около 4

Выше залегает карбонатная толща, которая здесь включает близ основания оолитовидные разности с многочисленными микрофитолидами *Osagia crispa*, *Radiosus elongatus*, *R. minjaricus*. Базальный конгломерат миньской подсвиты с галькой и плитками пород инзерской свиты, а также гальками кварца, яшмы и выветрелых изверженных пород прослеживается вдоль контакта инзерской и миньярской свит также на левобережье р. Сим, близ восточной окраины г. Миньяра.

Строение карбонатной толщи миньской подсвиты, залегающей над описанной базальной пачкой грубообломочных пород, а также нижней части бьянжской подсвиты хорошо видно как в склонах долины рч. Миньяр, так и по другим правым притокам р. Сим, в том числе по упомянутому выше ручью.

Миньская подсвита сложена по преимуществу слонистыми серыми известняками, общей мощностью 200—210 м. В ее разрезе выделяются (снизу вверх):

- Мощность, м
- М₂. Темно-серые и буровато-серые тонко-неправильноплитчатые известняки с несколькими прослоями пород оолитовидной текстуры с микрофитолидами *Osagia crispa*, *Radiosus elongatus* и *R. minjaricus*, а также пачки со своеобразной тонкоструйчатой текстурой, напоминающей текстуру *Malginella* Комар 80
- М₃. Серые и буровато-серые тонко- и среднеплитчатые, слегка песчаные известняки. Песчаный материал концентрируется в тонких пропластках: выветрелая поверхность слоев нередко ребристая. Пачка содержит карбонатные структуры *Kulgunina* Raab. и волнисто-слоистые строматолиты. Выше залегают буровато-серые равномерно окрашенные известняки с многочисленными пластовыми и столбчато-пластовыми строматолитами. Реже встречаются небольшие биогермы *Tungussia* cf. *colcimi* и *Alternella* sp. С постройками строматолитов часто связаны неправильные линзы или маломощные прослои конседиментационных конгломерато-брекчий. В отдель-

| | | |
|------------------|--|-------|
| | ных прослоях встречаются микрофитолиты: <i>Osagia crispa</i> , <i>Z. Zhur.</i> , <i>Radiosus elongatus</i> <i>Z. Zhur.</i> , <i>R. minjaricus</i> <i>Zabr.</i> | 80—90 |
| М ₄ . | Толстослоистые или массивные серые и сизо-серые строматолитовые известняки с многочисленными <i>Alternella bianca</i> и <i>Alternella</i> sp. Над ними залегает пласт темно-серых, иногда коричневых доломитов с <i>Gymnosolen</i> cf. <i>ramsayi</i> , <i>Gymnosolen</i> (<i>Minjaria</i>) cf. <i>giganteus</i> , <i>Parmites</i> sp. и <i>Tungussia</i> sp. Близ кровли пачки строматолитовая порода нередко окрашена в киноварно-красные тона | 30 |
| М ₅ . | Вишнево-красные плитчатые песчаники, красные и зеленые рассланцованные алевролиты и аргиллиты с небольшими пачками зеленых глауконитовых песчаников | 36 |

Бьянкская подсвета включает (снизу вверх):

| | | |
|--------------------|---|----------|
| В ₁ . | Маломощный прослой мелкогалечного конгломерата. Галька кварца и яшмы, окатанные плитки алевролитов и сланцев в песчаном цементе. Выше — буровато-красные, серо-зеленые и желто-зеленые глинистые строматолитовые известняки с <i>Jurusania</i> (?) sp. Участками порода сильно обогащена красными окислами железа | 10—12 |
| В ₂ . | Светлые желтовато-серые доломиты с <i>Gonophyton miloradoviči</i> var. <i>krylovi</i> Raab. | 5 |
| В ₃ . | Белые сахаровидные немые доломиты | 15 |
| В ₄₋₅ . | Массивные и плитчатые темно-серые и желтовато-серые доломиты, иногда брекчиевидные или узорчатые. В нижней части пачки — прослой зеленых глауконитовых песчаников | Более 60 |

Близ разъезда Бьянка, недалеко от г. Миньяра (см. фиг. 13) бьянкская подсвета обнажена почти полностью. Она залегает на верхних пачках минкской подсветы. В разрезе выделяются (снизу вверх):

Минкская подсвета

| | | |
|------------------|--|----|
| | Плитчатые, полосчатые темно-серые известняки с прослоями строматолитовых доломитов с <i>Alternella</i> sp. Серые толстослоистые доломиты с <i>Alternella bianca</i> , <i>Gymnosolen</i> cf. <i>ramsayi</i> , <i>Parmites</i> sp. | 20 |
| М ₅ . | Слабо обнаженная пачка пестрых алевролитов и глинистых сланцев | 35 |

Бьянкская подсвета.

| | | |
|------------------|--|-----|
| В ₁ . | Буроватые и желто-зеленые глинистые строматолитовые известняки с желваковыми строматолитами плохой сохранности. Основание пачки не обнажено | 10 |
| В ₂ . | Светло-желтовато-серые доломиты с <i>Conophyton miloradoviči</i> var. <i>Krylovi</i> | 5 |
| В ₃ . | Белые или светло-желтовато-серые кристаллические доломиты, внизу с микрофитолитами <i>Radiosus minjaricus</i> , <i>Radiosus elongatus</i> и <i>Asterosphaeroides sparsus</i> ; выше доломиты немые, плитчатые | 15 |
| В ₄ . | Желто-серые, неправильно слоистые доломиты с линзовидными биогермами сильно перекристаллизованных <i>Tungussia</i> и невыдержанными пачками зеленых глауконитовых песчаников, в основании заключающих иногда невыдержанные прослой желваковых строматолитов. Массивные и плитчатые доломиты темно-серой и желтовато-бурой окраски; плитчатые доломиты часто имеют брекчиевидную или узорчатую текстуру. Массивные разности залегают линзами и содержат многочисленные <i>Tungussia</i> sp. и <i>Poludia</i> (?) sp. | 90 |
| В ₅ . | Серые массивные доломиты, чередующиеся с черными плитчатыми. Массивные разности содержат <i>Gymnosolen</i> (<i>Minjaria</i>) sp. Толстослоистые брекчиевидные доломиты пачек В ₄ и В ₅ содержат микрофитолиты <i>Osagia crispa</i> , <i>Radiosus elongatus</i> , <i>R. aculeatus</i> , <i>R. tenuis</i> , <i>R. lucidus</i> , <i>R. minjaricus</i> , <i>Asterosphaeroides sparsus</i> | 100 |
| В ₆ . | Плитчатые доломиты с пластовыми кремнями. В нижней части — небольшие биогермы <i>Poludia</i> sp. Доломиты толсто- и тонкоплитчатые, с пропластками и линзами красных и серых кремней. Содержат <i>Vesicularites vapolensis</i> <i>Zabr.</i> , <i>V. raabena</i> <i>Zabr.</i> , <i>V. enigmatus</i> <i>Zabr.</i> , <i>V. elongatus</i> <i>Zabr.</i> , <i>V. parvus</i> <i>Zabr.</i> , <i>V. pusillus</i> <i>Zabr.</i> , <i>Asterosphaeroides ruminatus</i> <i>Z. Zhur.</i> Известняки серые, массивные; содержат два прослоя строматолитовых известняков с <i>Gymnosolen</i> (<i>Minjaria</i>) <i>uralicus</i> (<i>Kryl.</i>). Доломиты желтовато-серые, плитчатые, с пластами и линзами кремней. Содержит микрофитолиты <i>Vesicularites vapolensis</i> <i>Zabr.</i> , <i>V. raabena</i> <i>Zabr.</i> , <i>V. elongatus</i> <i>Zabr.</i> , <i>V. enigmatus</i> <i>Zabr.</i> , <i>V. pusillus</i> <i>Zabr.</i> , <i>V. parvus</i> <i>Zabr.</i> , <i>Asterosphaeroides ruminatus</i> <i>Zabr.</i> , <i>Osagia crispa</i> <i>Z. Zhur.</i> , <i>Radiosus minjaricus</i> <i>Zabr.</i> , <i>R. elongatus</i> <i>Z. Zhur.</i> | 72 |

В районе станции Вязовая имеются небольшие выходы миньской подсвита и почти полностью обнажена бьянская подсвита — здесь узнаются почти все пачки разреза Бьянки. Разрез имеет следующее строение (см. фиг. 13):

Миньская подсвита.

Мощность, м

М₅. Гребешки и высыпки пестрых алевролитов и сланцев
Небольшой перерыв в обнажении.

Видимая 78

Бьянская подсвита.

В₂. Светлые, желтовато-серые, доломиты с *Conophyton miloradoviči* var. *krylovi*

Около 5

Перерыв в обнажении.

В₄. Неправильно плитчатые, желто-серые, участками более темные доломиты с отдельными биогермами *Tungussia* sp. и *Poludia* sp. Плитчатые доломиты с брекчиевидной, реже узорчатой текстурой, чередующиеся со строматолитовыми доломитами, залегающими линзовидно или в виде выдержанных пластов и содержащими *Tungussia* sp. и *Parmites* cf. *concrecens*

Около 100

В₅. Темно-серые массивные и слоистые доломиты с *Gymnosolen (Minjaria)* sp.

142

В₆. Толща слоистых плитчатых доломитов с кремнями. В нижней части — пачки массивных доломитов с *Gymnosolen* sp.

Более 150

После небольшого перерыва в обнажениях видны толщи, покрывающие миньскую свиту:

Укская свита.

Мощность, м

У₁ Плохо обнаженная пачка желто-бурых песчаников с линзами бурого железняка

Видимая 12—15

У_{2, 3}. Плохо обнаженная толща строматолитовых доломитов с *Tungussia* sp. в глыбах и небольших скалах; ниже — гривка серых плитчатых известняков

Видимая около 80

Ашинская свита.

Глыбы и высыпки бурых и зеленоватых песчаников и алевролитов

Более 100

Верхняя часть разреза миньской свиты обнажена наиболее полно близ г. Усть-Катав, у пос. Шубино (см. фиг. 13):

Бьянская подсвита.

Мощность, м

В₆. Плитчатые доломиты с кремнями; прослой и линзы строматолитовых доломитов с *Gymnosolen* плохой сохранности

Около 60

В₇. Плитчатые и массивные, в верхней части брекчиевидные доломиты с микрофитолитами *Vesicularites elongatus* Zabr., *V. enigmatus* Zabr., *V. parvus* Zabr., *V. pusilus* Zabr., *V. vapolensis* Zabr., *V. raabena* Zabr., *Asterosphaeroides ruminatus* Zabr. и единичными *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *V. bothrydioformis* (Krasnop), *Osagia* aff. *milsteinae* Zabr., *Volvatella exilio* Zabr. В основании пачки сизо-серые строматолитовые доломиты с *Gymnosolen (Minjaria)* aff. *uralicus* (Kryl.)

15

Укская свита.

Внизу — косослоистые железисто-кварцевые песчаники, алевролиты и аржиллиты, выше — массивные и обломочные известняки со строматолитами и микрофитолитами

195

Ашинская свита.

Коричневые, желто-бурые и серо-зеленые песчаники и алевролиты. Они залегают на неровной, местами закарстованной поверхности нижележащей свиты

Более 50

Миньская свита сохраняет то же строение и в более южных районах западной зоны Южного Урала. Однако разрезы здесь уступают описанным в полноте и четкости, либо в силу условий обнаженности, либо из-за особенностей тектоники.

Так, например, в бассейне р. Зилим, где прекрасно обнажены отдельные части разреза миньской свиты, вся серия пород верхнего рифея собрана в крутые сложные складки и нарушена разломами, часто весьма протяженными, параллельными или субпараллельными простиранию складок. Такой характер залегания затрудняет выяснение нормальной.

стратиграфической последовательности толщ и оставляет открытым вопрос о строении ряда интервалов разреза.

Здесь практически не представлена инзерская свита. Миньярская свита на значительном протяжении граничит с подинзерской. Контакт этих свит, когда он вскрыт, оказывается тектоническим. Поэтому очень неудачным кажется предложение рассматривать разрез Зилима в качестве стратотипа верхнего рифея (Семихатов, 1972). Этот разрез не может даже считаться опорным для миньярия, объем и строение которого здесь удастся выяснить лишь путем сравнения с более четкими разрезами Каратауского поднятия и сопредельных северных районов. Многие характерные элементы эталона узнаются в бассейне среднего течения Зилима и его притоков — Большого и Малого Шишеняка. Миньярская свита отчетливо обнаруживает двучленное строение: повсеместно прослеживается и легко картируется пачка пестрых песчаников и алевролитов, разделяющая карбонатные толщи миньской и бьянжской подсвит. Эту пачку и здесь нередко ошибочно принимают за инзерскую свиту. В составе как миньской, так и бьянжской подсвит прослеживается с незначительными изменениями та же последовательность пачек и горизонтов, что и на Каратауском поднятии.

Основание миньярской свиты не вскрыто ни одним из разрезов Зилима. Тектонический контакт ее с подинзерской свитой вскрыт на р. Большой Шишеняк, в 2 км ниже пос. Нурушево. На левом берегу реки обнажены серо-зеленые толстоплитчатые известняки верхнекатавской подсвиты. На правом их сменяет залегающая над ними пачка черно-серых ленточно-слоистых доломитов подинзерской свиты. С ней граничит по разлому миньярская свита. Поверхность разлома — крутого взброса хорошо обнажена на протяжении нескольких десятков метров у подножия скалистого обрыва. Она слабо изогнута и падает к востоку и восточюго-востоку под углами 50—60°. Вдоль линии разлома прослеживается полоса тектонической брекчии, а в породах подинзерской свиты развиты мелкие очень крутые складочки. Вне приразломной зоны и подинзерская, и нижележащая катавская свиты моноклинально падают на восток-юго-восток под углами 35—40°.

В разрезе миньской подсвиты, над разломом, хорошо выделяются несколько пачек; их характер и последовательность позволяют сравнить их с пачками миньярского разреза.

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| (M ₂) 1. Темно-коричневато-серые тонкоплитчатые, зернистые, иногда слабополосчатые известняки с пропластками черных, крепких, тонколистоватых сланцев | 45—50 |
| (M ₃) 2. Серые и темно-серые более толстоплитчатые известняки, местами с тонкоробристой боковой поверхностью. Они содержат проблематики <i>Kulgunina Raab</i> | 20—25 |
| 3. Серые и светло-желтовато-серые неясно слоистые известняки; отдельные прослои переполнены микрофитолитами | 37 |
| (M ₄) 4. Строматолитовые доломиты с <i>Tungussia</i> sp., <i>Parmites</i> sp. и неопределимыми гимносоленитами | 6 |
| (M ₅) 5. Песчаники плитчатые, пестрые, от желто-бурых до вишнево-красных, в верхней части — с прослоями серо-зеленоватых алевролитов и серых глинисто-серицитовых сланцев | Около 30 |

Пачки 2—5 описанного разреза повторяются в прекрасном обнажении правого склона долины р. Большого Шишеняка у пос. Нурушево. Разлом, поверхность которого здесь не вскрыта, прослеживается южнее на левобережье той же речки, по узкой зоне резких нарушений в породах подинзерской и катавской свит, вдоль которой развиты также многочисленные кварцевые и кальцитовые жилы.

Аналогично построен разрез миньской подсвиты и на Малом Шишеняке, в правом склоне долины, в 1,5 км выше дер. Бакеево, и далее вверх по реке. Основание подсвиты не вскрыто. Над осыпью у подножия скал выходят:

| | | Мощность, м |
|----------------|---|-------------|
| M ₂ | Черные тонкоплитчатые неправильно-слоистые известняки с пропластками глинисто-карбонатных сланцев | 5 |
| | Черные, более толстослоистые известняки с неправильными прожилками кальцита | 3 |
| | Темно-серые волнистослоистые известняки | 12 |
| | Черные плотные, однородные, легко карстующиеся известняки | 4 |
| M ₃ | Буровато-серые толсто-правильно-плитчатые известняки с прослоем, сложенным пластовыми волнистослоистыми строматолитами | 12 |
| | Серые слоистые известняки, с тонкими песчаными пропластками, создающими на выветрелых поверхностях тонкорельефный рельеф. В этой пачке встречаются <i>Kulgunina Raab.</i> | Около 40 |
| M ₄ | Массивные известняки со строматолитами <i>Inseria cf. djejimi Raab.</i> , <i>Gymnosolen cf. ramsayi Steinm.</i> , <i>Parmites sp.</i> , <i>Tungussia sp.</i> | 12 |
| M ₅ | Желтовато-серые на выветрелой поверхности красно-бурые плитчатые алевролиты и мелкозернистые песчаники, зеленовато-серые сланцеватые аргиллиты | Видимая 15 |

Из характерных пачек миньярского разреза в бассейне Зилима нет лишь пачки строматолитовых известняков с *Alternella bianca* (низы горизонта M₄). Ей, по-видимому, отвечает здесь богатая онколитами пачка, залегающая между горизонтом с *Kulgunina* и строматолитовыми породами с *Parmites sp.*, *Gymnosolen cf. ramsayi Steinm.* и др. Комплекс содержащихся в ней микрофитолитов характерен для миньской подсвиты.

Разрез бьяннской подсвиты наиболее полно обнажен по долине ручья, впадающего справа в р. Малый Шишеньяк у дер. Бакеево. В правом склоне долины, в полукилометре выше устья ручья, выходит пачка пестрых песчаников и алевролитов, венчающая неполно обнаженную миньскую подсвиту. На ней с размывом залегают бьяннская подсвита, в составе которой различаются:

| | | Мощность, м |
|-------------------|--|-------------|
| (B ₁) | 1. Слои конгломерата с окатанной галькой и глыбами красных и зеленых алевролитов, сцементированных серо-желтым песчаным цементом | 0,5—1,5 |
| (B ₂) | 2. Массивные светлые доломиты, заключающие пласт со строматолитами <i>Conophyton cf. miloradoviči</i> | 8,0 |
| (B ₃) | 3. Светлые плитчатые немые доломиты | 9,0 |
| | 4. Серо-желтые неяснослоистые доломиты с микрофитолитами плохой сохранности | 10—12 |
| (B ₄) | 5. Серые мелкокристаллические известняки со столбчатыми строматолитами плохой сохранности. Отдельные прослои имеют обломочную или узорчатую текстуру | 15 |
| | 6. Пятнистые черно-белые доломиты с <i>Parmites cf. concrecens</i> | 0,5 |
| | 7. Светлые массивные доломиты с <i>Tungussia sp.</i> | 2—3 |
| | 8. Серо-желтые и кремновые плитчатые песчаные доломиты с небольшими пачками (0,1—0,2 м) красноватых или зеленых алевролитов с глауконитом | 7 |
| | 9. Кремновые доломиты с <i>Tungussia sp.</i> в нижней части | 10 |
| (B ₅) | 10. Светло-серые толстослоистые строматолитовые доломиты с <i>Minjaria uralica</i> | 6 |
| | 11. Серые и желтовато-серые строматолитовые доломиты с <i>Tungussia sp.</i> и <i>Poludia sp.</i> | 12—15 |
| | 12. Светлые массивные доломиты с неопределимыми <i>Tungussida</i> , чередующиеся с черными плитчатыми известняками | 40—45 |
| | 13. Темно-серые известняки, часто с узорчатой текстурой | 10 |
| | 14. Серые толстослоистые известняки с мелкобрекчиевой текстурой, вверху с <i>Minjaria uralica</i> | 14 |
| (B ₆) | 15. Серые и темно-серые плитчатые известняки с многочисленными стяжениями кремня. В них заключены пачки более светлых массивных доломитов | 9 |
| | 16. Монотонная толща серых плитчатых известняков со стяжениями черного и светлого кремня | Более 290 |

Легко заметить, что в этом разрезе не только присутствуют те же основные литологические пачки бьяннской свиты, что и в разрезах окрестностей г. Миньяра и ст. Вязовая, но что они содержат ряд общих форм водорослевой проблематики. Мощности нижних пачек не претерпевают

существенных изменений, но мощность толщи темных известняков и доломитов с кремнями (B_8) заметно возрастает.

Верхний контакт толщи в этом разрезе не вскрыт; ее залегание под укской свитой можно наблюдать на р. Зилим. В его долине, на отрезке течения между устьем р. Большой Шишеньяк и пос. Толпарово неоднократно обнажаются различные пачки как миньской, так и бьянской подсвит, однако разрезы здесь большей частью фрагментарны. Река пересекает своими излучинами зону узких, запрокинутых и разорванных складок, в целом неблагоприятную для стратиграфических исследований, если речь не идет об изучении отдельных небольших интервалов разреза. Довольно выразительный разрез верхнего горизонта бьянской свиты обнажен в моноклинальном залегании выше впадения рч. Ак-Кастак; близ устья ручья плитчатые известняки с кремнями этого горизонта перекрываются пачкой темных глинисто-карбонатных пород основания укской свиты. Выше на них налегает карбонатная толща укской свиты — массивные серые и желто-серые известняки и доломиты с *Osagia monolamellosa* Z. Zhur., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop) и другими микрофитолитами четвертого комплекса.

Разрезы миньярия бассейна р. Зилим не менее богаты водорослевой проблематикой, чем опорные разрезы Каратауского поднятия, рассмотренные выше. Сохранность ее здесь, как и вообще на западном склоне Урала, часто далеко не удовлетворительна, что относится в особенности к строматолитам: хотя морфология их выражена достаточно четко, микроструктура строматолитовых слоев большей частью перекристаллизованы. Это ограничивает, а иногда и исключает возможность видовых определений и заставляет обратиться для четкого установления распределения их в разрезе миньярия к более благоприятным районам северной части западного склона Урала в месте сочленения его со структурами Тимана.

Полюдов кряж

Полюдов кряж дал пока наилучшие в биостратиграфическом отношении разрезы верхнего рифея, особенно миньярия, которому отвечает большая часть низьвенской свиты. Последовательность отдельных ее толщ и пачек в разрезе устанавливается здесь очень четко, хотя небольшая общая площадь выходов рифея на поверхность не всегда дает возможность установить точное положение границ отдельных толщ и литологических пачек. Насыщенность разреза водорослевой проблематикой весьма велика, а сохранность строматолитов и микрофитолитов превосходна.

Разрезы миньярия, выходящие в двух обособленных структурах — поднятиях Камня Рассольного и Колчимском, обнаруживают не только сходный общий состав комплексов органических остатков, но и единую последовательность смены форм строматолитов и сообществ микрофито-литов в тех горизонтах, которые обнажены в обоих районах.

На поднятии Камня Рассольного, на р. Низьве обнажены, хотя и с неодинаковой полнотой, все горизонты низьвенской свиты. К миньярию принадлежат, как уже говорилось выше, ее вторая и третья подсвиты. Над мелкокристаллическими светло-серыми доломитами первой («наддемьинской») подсвиты залегают (Раабен, Журавлев, 1962; Забродин, 1968а, б) (снизу вверх):

Мощность, м

- Вторая подсвита.
1. Известняки и доломиты серые и темно-серые, неправильно-слоистые с линзовидными биогермами *Tungussia colčimi* и многочисленными онколитами *Osagia crispa* Z. Zhur., *Radiosus tenuis* Z. Zhur., *R. elongatus* Z. Zhur., *R. minjaricus* Zabr., *Asterosphaeroides sparsus* Zabr. 150
 2. Темно-серые и черные известняки со стяжениями и пропластками кремней. Многие прослои имеют брекчиевидную или «узорчатую» текстуру: в темной породе прихотливо разбросаны прожилки белого кальцита, сфосфиро-

- ванные, волнообразно изогнутые, часто спутанные. Пачка содержит многочисленные микрофитоциты *Osagia crispa* Z. Zhur., *Radiosus tenuis* Z. Zhur., *R. elongatus* Z. Zhur., *R. minjaricus* Zabr., *Vesicularites elongatus* Zabr., *V. enigmatus* Zabr., *V. vapolensis* Zabr., *V. raabenaе* Zabr. 120
3. Темно-серые толстослоистые известняки с пропластками кремней. Они содержат строматолиты *Gymnosolen asymmetricus* Raab., *Tungussia* sp. и тот же комплекс микрофитоцитов, что и предыдущая пачка 100
4. Толстослоистые и массивные серые доломиты с *Gymnosolen (Minjaria) giganteus* Raab. 50
- Третья подсвита.
5. Доломиты желтовато- или красновато-серые, со стяжениями желтых кремней и редкими пропластками брекчиевидных и узорчатых разностей. Пачка содержит пластовые и желваковые строматолиты 60
6. Желтоватые и розовато-серые доломиты с *Conophyton miloradoviči* Raab. и *Ramulus sociabilis* Raab. 40
- Небольшой перерыв в обнажениях
7. Доломиты желтоватые и кремневые с *Poludia polymorpha* и многочисленными микрофитоцитами *Osagia maculata* Zabr., *O. pullata* Zabr., *O. milsteiniae* Zabr., *Vesicularites elongatus* Zabr., *V. pusillus* Zabr., *V. enigmatus* Zabr., *V. parvus* Zabr., *V. vapolensis* Zabr., *V. raabenaе* Zabr., *V. ovatus* Zabr. 200
- Перерыв в обнажении
8. Доломиты светлые, пятнистые с *Parmites concrescens* Raab. 50
9. Светло-серые и желтовато-серые массивные доломиты с *Tungussia parmensis* Raab. и *Gymnosolenida* плохой сохранности 300
10. Доломиты неяснослоистые, неравномерно окрашенные, желтовато-серые, темно-серые и кирпично-красные. Содержат редкие желваковые строматолиты *Paniscollenia* (?) Korol., а также *Tungussia*, *Linella* cf. *ukka* Kryl., а также акритархи *Spumiosa prima* Naum., *Archaeopsophosphaera* cf. *plicata* Naum., *Leiominuscula minuta* Naum., *Brochopsophosphaera minima* Scher. (определения Н. Г. Пыховой) 300
- Чурочная свита. В основании пачка пестрых, лилово-серых и желтовато-зеленых аргиллитов. Выше серо-зеленые и буровато-серые сланцеватые аргиллиты с прослоями зеленых глауконитовых песчаников. Содержат тот же комплекс микрофоссилий, что и верхняя пачка низьвенской свиты (данные Н. Г. Пыховой) Видимая 15—20

На Колчимском поднятии особенно полно вскрыты средние горизонты низьвенской свиты, наиболее богатые строматолитами. В разрезах по р. Большому Колчиму, у пос. Чурочная и выше по реке обнажена та же последовательность ряда пачек и строматолитовых горизонтов, что и на поднятии Камня Рассольного:

Вторая свита.

1. Черные и темно-серые доломиты с *Tungussia colčimi* Несколько десятков
2. Черные узорчатые доломиты со стяжениями кремня Несколько десятков
- Перерыв в обнажениях, соответствующий пачке 3.
4. Толстослоистые серые и красноватые доломиты с *Gymnosolen (Minjaria) giganteus* 50—60

Третья подсвита.

5. Желтоватые полосчатые доломиты со стяжениями желтых и серых кремней. Они содержат пластовые и желваковые строматолиты 70
6. Розоватые и желтые доломиты с *Conophyton* sp. в нижней части с *Gymnosolen* aff. *ramsayi* и *Inseria djejimi* — в верхней 60
7. Желтовато-розовые доломиты с *Poludia polymorpha* Raab. Серые толстоплитчатые доломиты с *Gymnosolen (Minjaria) uralica*. Розовые и малиновые доломиты с *Tungussia* sp. 140
8. Серые пятнистые доломиты с *Parmites concrescens* Raab Видимая 30

Верхи разреза на Большом Колчипе не вскрыты. Интервал разреза, содержащий биогермы *Tungussia colčimi*, охарактеризован многочисленными микрофитоцитами *Osagia crispa* Z. Zhur., *Radiosus tenuis* Z. Zhur., *R. elongatus* Z. Zhur., *R. minjaricus* Zabr., *Asterosphaeroides sparsus* Zabr., комплекс которых сходен с комплексами минской и подвиты миньярской свиты. В вышележащем интервале разреза, включая горизонт с *Gymno-*

solen asymmetricus, также содержатся *Osagia crispa*, *Radiosus tenuis*, *R. elongatus*, *R. minjaricus*, *Asterosphaeroides sparsus*, но к ним присоединяются *Vesicularites elongatus* Zabr., *V. enigmatus* Zabr., *V. vapolensis* Zabr., *V. raabenae* Zabr. Строматолитовые горизонты с *Conophyton miloradoviči*, *Inseria djejimi*, *Gymnosolen* aff. *ramsayi*, *Poludia polymorpha* содержат *Osagia maculata* Zabr., *O. milsteinae* Zabr., *O. pullata* Zabr. С ними ассоциируют *Vesicularites elongatus* Zabr., *V. vapolensis* Zabr., *V. enigmatus* Zabr., *V. parvus* Zabr., *V. pussilus* Zabr., *V. raabenae* Zabr., *V. ovatus* Zabr., а также *Asterosphaeroides ruminatus* Zabr.

Перечисленные формы везикуляритов широко распространены по разрезу бьянжской подсвиты Южного Урала; *Osagia maculata* Zabr., *O. pullata* Zabr., *O. milsteinae* Zabr. характерны для северных районов Урало-Тиманской области, а также для районов Свальбарда.

Сводный разрез карбонатной толщи миньярия приведен на фиг. 14. В нем устанавливается последовательность целого ряда строматолитовых горизонтов, сменяющих друг друга снизу вверх в следующем порядке (см. фиг. 14):

I. Горизонт со строматолитами *Tungussia colčimi* Raab.

II. Горизонт с волнистослоистыми строматолитами.

III. Горизонт с *Gymnosolen asymmetricus* Raab.

IV. Горизонт с *Gymnosolen (Minjaria) giganteus* Raab.

V. Горизонт с *Conophyton miloradoviči* Raab. в ассоциации с *Ramulus sociabilis* Raab.

VI, VII. Горизонты с *Inseria djejimi* Raab. и *Gymnosolen* aff. *ramsayi* Steinm.

VIII. Горизонт с *Poludia polymorpha* Raab.

IX. Горизонт с *Gymnosolen (Minjaria)* aff. *uralicus* Kryl.

X. Горизонт с *Parmites concreescens* Raab.

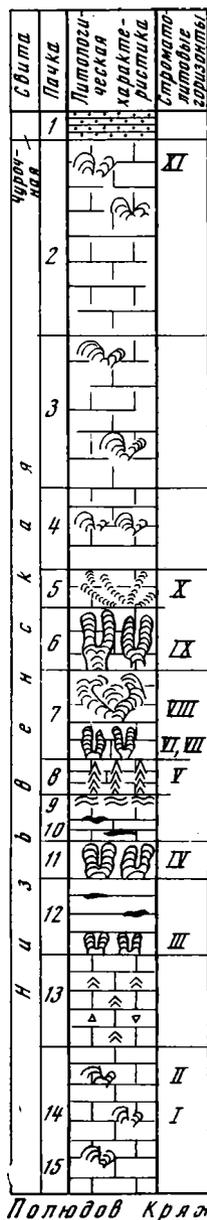
XI. Горизонт с *Linella* cf. *ukka* Kryl.

Комплексы строматолитов и микрофитолитов миньярия Южного Урала и Полюдова края в главных своих чертах сходны. Для строматолитового комплекса характерна группа *Gymnosolen*, особенно *Gymnosolen ramsayi* Steinm. и *Gymnosolen (Minjaria) uralica* Kryl. и близкие к ним формы. На Полюдовом крае к ним присоединяется и чрезвычайно характерная *Inseria djejimi* Raab. Тунгуссиды, весьма многочисленные, представлены несколькими видами *Tungussia* с узорчато-пленочной текстурой, формами групп *Poludia*, *Parmites* и *Ramulus* с волокнистой текстурой и конофитонами *Conophyton miloradoviči* или близкими к нему формами.

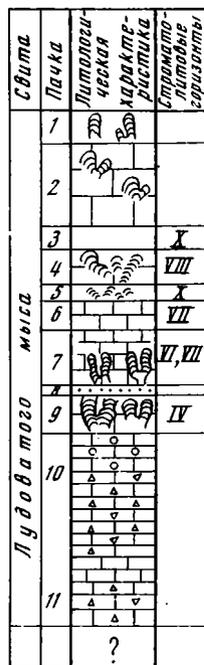
Микрофитолиты обнаруживают богатство групп *Vesicularites* и *Osagia*, наряду с более широко распространенными в третьем комплексе рифея Сибири *Radiosus* и *Asterosphaeroides*. Часть форм микрофитолитов проходит через весь миньярий, но ряд форм, особенно из группы *Osagia*, характерны только для верхних его горизонтов.

При общем сходстве строматолитового комплекса, из-за различной степени сохранности, которая на Южном Урале много хуже, чем на Полюдовом крае, полное отождествление ряда форм строматолитов затруднительно. Отчасти по той же причине не удастся осуществить детального послойного сопоставления разрезов миньярской и низьвенской свит. Мы пробовали использовать для этой цели смену одних групп или сочетаний групп — другими. В частности, мы пытались более детально сопоставить разрезы по преобладанию в той или иной части разреза тунгуссид и гимносоленид. При этом мы убедились, что появление и преобладание в каких-либо горизонтах разреза представителей какой-либо надгруппы тесно связано с особенностями самих разрезов.

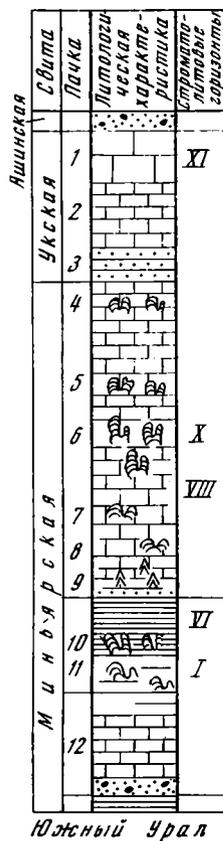
В строении карбонатных толщ миньярия Южного Урала, отвечающих, как установлено давно, верхней части верхнерифейского мегаритма, наблюдается подобие грубой ритмичности. Это устанавливается лишь



Полюдов Край



Канин



Южный Урал

Фиг. 14. Разрезы миньярия Полюдова края и полуострова Канина и распределение в них общих форм строматолитов

Полюдов край. Чурочная свита:

1 — серо-зеленые сланцеватые аргиллиты с прослоями зеленых глауконитовых песчанков.

Низвенская свита:

2 — неяснослоистые доломиты, желтовато-серые, темно-серые или кирпично-красноватые, содержат редкие *Paniscollenia* (?) Korol., *Linella* cf. *ukka* Kryl. и акритархи: *Sputiosa prima* Naum., *Archaeopsophsphaera* cf. *plicata* Naum., *Brochopsophsphaera monimus* Schep., *Leiominuscula minuta* Naum.;

3, 4 — светло-серые и желтовато-серые массивные доломиты с *Tungussia parmensis*

Raab. и неопределимыми *Gymnosolenida*;

5, 6 — доломиты с *Parmites conerescens* Raab. в верхней части и *Gymnosolen (Minjaria) uralicus* Kryl. — в нижней части пачки;

7 — доломиты желтоватые и кремовые с *Po-ludia polymorpha* и многочисленными микрофитолитами *Osagia maculata* Zabr., *O. pullata* Zabr., *O. milsteinae* Zabr., *Vesicularites elongatus* Zabr., *V. enigmaticus* Zabr., *V. parvus* Zabr., *V. pusillus* Zabr., *V. vapolensis* Zabr., *V. raabenaе* Zabr., *V. ovatus* Z. Zhur. В нижней части пачки красноватые доломиты с *Inseria djeilmi* и *Gymnosolen* aff. *ramsayi*;

теперь, после работ Ю. Р. Беккера по расчленению миньярской свиты и после того, как удалось заметить признаки перерыва на границе подсвит миньской и бьянжской. В каждой из них над базальными песчанистыми горизонтами различается нижняя, преимущественно яснослоистая, плитчатая карбонатная толща и верхняя толща, в которой преобладают массивные и толстослоистые разности известняков и доломитов. К первой приурочены главным образом строматолиты из надгруппы тунгуссид, причем насыщенность плитчатых толщ их биогермами возрастает вверх по разрезу как в миньской, так и в бьянжской подсвитах. Гимносолениды, особенно крупные формы подгруппы *Minjaria*, преобладают в верхней части каждой из подсвит, либо чередуясь с тунгуссидами, либо почти полностью вытесняя их из разреза. Желваковые строматолиты, а также единственный в разрезе пласт с *Conophyton* известен лишь в основании бьянжской подсвиты, где располагается внутри ее базальной пачки (фиг. 15).

Такое распределение морфологических групп строматолитов позволяет предполагать определенную взаимосвязь их с палеогеографическими или палеотектоническими условиями — глубиной и режимом бассейна или с большей или меньшей стабильностью процессов осадконакопления.

В укской свите, образующей фактически третий макроритм главной карбонатной толщи каратауской серии, гимносолениды практически неизвестны. Над ее базальными песчанистыми ожелезненными горизонтами залегает лишенная строматолитов плитчатая пачка, выше которой

- 8 — доломиты желтовато-серые и розоватые с *Conophyton miloradovičii* и *Ramulus sociabilis*;
- 9, 10 — серо-желтые доломиты со слоистыми строматолитами;
- 11 — толстослоистые и массивные серые доломиты с *Gymnosolen (Minjaria) giganteus* Raab;
- 12 — темно-серые толстослоистые известняки с пропластками кремней и строматолитами *Gymnosolen asymmetrica* в верхней части;
- 13 — толща темно-серых и черных известняков с кремнями, многие прослои имеют брекчиевидную или «узорчатую» текстуру. Слои 12 и 13 содержат многочисленные микрофитолиты *Osagia crispa* Z. Zhur., *Radiosus tenuis* Z. Zhur., *R. elongatus* Z. Zhur., *R. minjaricus* Zabr., *Vesicularites elongatus* Zabr., *V. enigmatus* Zabr., *V. vepolensis* Zabr., *V. raabenaе* Zabr.;
- 14 — неправильно-слоистые известняки и доломиты с биогермами *Tungussia colčimi* и онколитами *Osagia crispa* Z. Zhur., *Radiosus tenuis* Z. Zhur., *R. elongatus* Z. Zhur., *R. minjaricus* Zabr., *Asterosphaeroides sparsus* Zabr.;
- 15 — светло-серые правильно-плитчатые доломиты
- Полуостров Канин. Карбонатная свита мыса Западный Лудоватый:
- 1 — доломиты темно-серые, зеленоватые, со строматолитами *Voxonia* sp.;
- 2 — доломиты темно-серые и желтовато-бурые, в верхней части со строматолитами *Tungussia* sp.;
- 3 — доломиты пятнистые, темно-серые со строматолитами *Parmites concrecens*;
- 4 — доломиты желто-серые со строматолитами *Poludia polymorpha* и микрофитоли-

- тами *Vesicularites aff. elongatus*;
- 5 — доломиты темно-серые с *Parmites concrecens*;
- 6 — доломиты желто-бурые и серые, в нижней части со строматолитами *Inseria djejimi*;
- 7 — доломиты серые, в нижней части пятнистые, с *Gymnosolen ramsayi* Steinm.;
- 8 — массивные строматолитовые доломиты с *Tungussia* sp., прослои кварцевых песчаников с карбонатным цементом;
- 9 — серые и светло-серые доломиты с *Gymnosolen (Minjaria) giganteus*, в средней части — пачка седиментационной брекчии. Основание пачки не обнажено;
- 10 — доломиты светло- и темно-серые, розовые и желтые, с массивной, полосчатой или обломочной текстурой. Пачка содержит микрофитолиты *Vesicularites proovatus* Zabr., *V. kaninensis* Zabr., единичные *Volvatella* sp., ходы илоедов;
- 11 — доломиты серые и темно-серые, полосчатые, с терригенной примесью, с окислами железа, часто брекчиевидные.
- Ю ж н ы й У р а л.
- 1 — 3 — укская свита (пачки U₂ — U₁);
- 4 — 12 — миньярская свита;
- 4 — 9 — горизонты В₆ — В₁ бьянжской подсвиты,
- 10, 11 — горизонты М₄ — М₃ миньской подсвиты,
- 12 — горизонты М₂ — М₁ миньской подсвиты.
- I — XI — строматолитовые горизонты:
- I — II — *Tungussia colčimi* Raab;
- III — *Gymnosolen asymmetricus* Raab;
- IV — *Gymnosolen (Minjaria) giganteus* Raab;
- V — *Conophyton miloradovičii* Raab.;
- VI — *Gymnosolen ramsayi* Steinm.;
- VII — *Inseria djejimi* Raab.;
- VIII — *Poludia polymorpha* Raab.;
- IX — *Gymnosolen (Minjaria) uralicus* (Kryl.).
- X — *Parmites concrecens* Raab.;
- XI — *Linella ukka* Kryl.

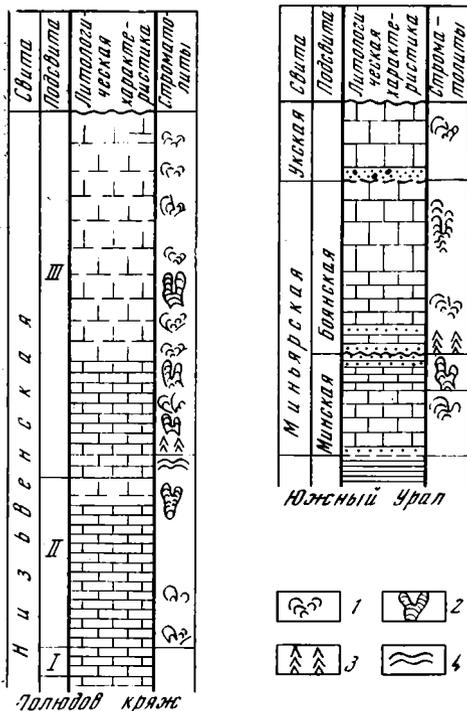
располагается линзовидно наложенная толща. Она практически нацело сложена биогермами тунгуссид, которые разделены лишь маломощными пачками глинисто-карбонатных сланцев. Глубокий предашинский разрыв ограничивает сверху эти карбонатные горизонты и не позволяет установить, проявляется ли в полной мере в этом ритме, по возрасту принадлежащем к венду, та же закономерность, что и в миньярии Южного Урала.

В разрезе Полюдова кряжа, не обнаруживающем четкого двуритмичного строения, нельзя заметить и двукратного чередования тунгуссоидных и гимносоленоидных сообществ. Тунгуссиды господствуют лишь в нижней части разреза, представленной по преимуществу плитчатыми, слоистыми известняками и доломитами. Гимносоленоиды сменяют их в верхней части второй подсвиты низьвенской свиты, а затем чередуются с тунгуссидами в верхней, байдачинской, подсвите, содержащей в основном пласт со слоистыми строматолитами и конофитонами, а на Джем-Парме — и с *Kussiella enigmatica*.

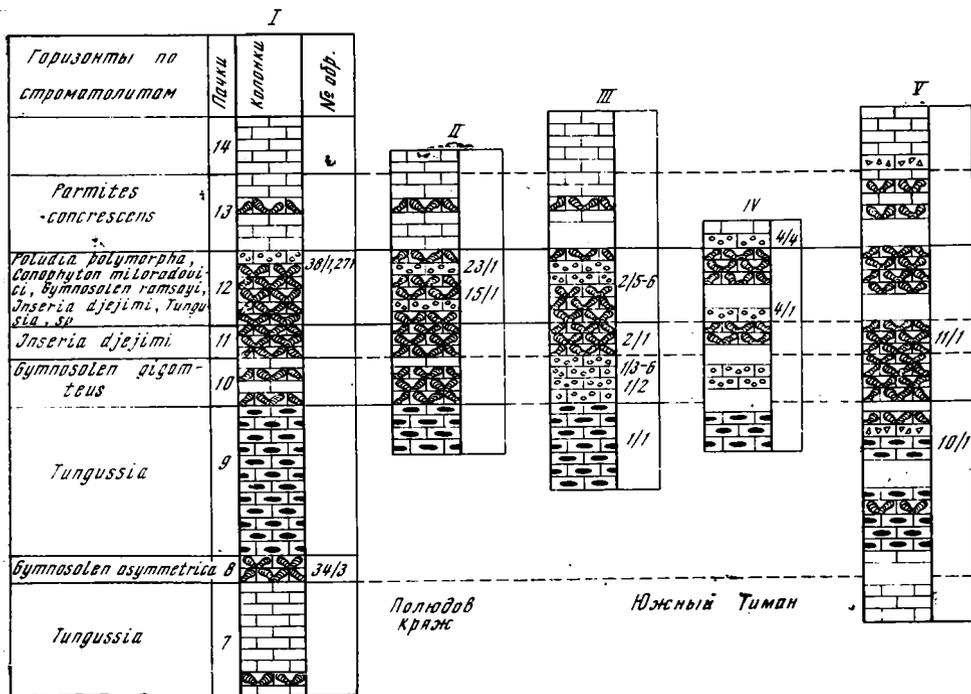
Наметившаяся таким образом связь надгруппового состава строматолитов с особенностями развития каждого из районов стратотипической области показывает, что смена в разрезах представителей какой-либо группы представителями другой, принадлежащей к иной надгруппе, не может быть положена ни в основу корреляции различно построенных разрезов, ни, тем более, в основу биостратиграфической шкалы верхнего рифея. Это следует также иметь в виду и при решении вопросов проведения нижней границы верхнего рифея.

Пути детализации стратиграфической шкалы по строматолитам следует, по-видимому, искать в разработке точной диагностики морфологических родов и особенно видов внутри четко выраженных групп. Такие виды, выделенные по признакам текстуры слоев, ограничены, по-видимому, в своем вертикальном распространении интервалом более узким, чем сами группы. Напомним, что формальные виды конофитонов дают возможность различать верхний, средний и нижний рифей, в то время как морфологический род *Conophyton* проходит через значительную часть докембрия (Комар, и др., 1965).

Фактически интервал вертикального распространения части формальных видов ветвящихся строматолитов может оказаться еще значительно более узким. На примере Полюдова кряжа видно, что большинство форм, если сохранность материала допускает действительно точную их диагностику, не повторяется в разрезе. В то же время пространственное распространение многих из них может быть достаточно широким. Это видно на примере сравнения распределения строматолитов в миньярии Полюдова кряжа и Южного Тимана и особенно п-ова Канина, отстоящего более чем на тысячу километров от этого опорного разреза.



Фиг. 15. Распределение надгрупп столбчатых строматолитов в верхнем миньярии Полюдова кряжа и Южного Урала
1—3 — столбчатые строматолиты: 1 — тунгуссиды; 2 — гимносоленоиды; 3 — конофитоны; 4 — пластовые строматолиты. Остальные обозначения см. фиг. 13



Фиг. 16. Сопоставление разрезов верхнего рифея Полудова кряжа и Южного Тимана (Забродин, 1968а)

I — р. Низьва; II — р. Большой Колчим; III — р. Вапол; IV — р. Виль; V — р. Ышкемес

Джежим-Парма

Единственной палеонтологически охарактеризованной толщей в сложном разрезе рифея Тимана, строения которого мы коснемся ниже, является быстринская свита известняков и доломитов. Наиболее богат органическими остатками ее разрез, выходящий из возвышенности Джежим-Парма, в верховьях р. Вычегды. В. Е. Владимирская (1955) заметила сходство этого разреза с некоторыми горизонтами низьвенской свиты и даже описала карбонатную толщу Джежим-Пармы под этим названием. Правда, в этом регионе выходит на поверхность толща мощностью всего 350—400 м, отвечающая средней подсвите низьвенской свиты. Она обнажена по речкам Вапол, Виль и Ышкемес. Корреляция этих разрезов между собой и их сопоставление с разрезом Полудова кряжа приведены в работе В. Е. Забродина (1968а).

Снизу вверх в составе карбонатной толщи Джежим-Пармы прослеживаются строматолитовые горизонты: 1) с *Gymnosolen (Minjaria) uralicus* Kryl.; 2) с *Conophyton miloradoviči* Raab., и *Ramulus sociabilis* Raab., *Inseria djejimi* Raab., *Gymnosolen ramsayi* Steinm.; 3) с *Poludia* sp., *Tungussia* sp.; 4) с *Parmites concrescens* Raab.

Здесь намечается та же последовательность строматолитовых горизонтов, что и на Полудовом кряже; в сочетании со строматолитами здесь развит и богатый комплекс микрофитоцитов, изученный В. Е. Забродиным (1968а, б; Раабен, Забродин, 1972) (фиг. 16). Состав микрофитоцитов в горизонтах с *Conophyton miloradoviči*, *Inseria djejimi* и *Gymnosolen ramsayi*, с *Poludia* и с *Parmites* идентичен составу их в тех же горизонтах Полудова кряжа. Интересно заметить, что и нижележащий горизонт с *Gymnosolen uralicus*, не содержащий микропроблематики на Низьве и Большом Колчине, уже обнаруживает здесь присутствие комп-

лекса озагий, характерных для верхней части миньярия: *Osagia milsteinae* Zabr., *O. aff. pullata* Zabr., в сочетании с *Vesicularites elongatus*, *V. raabenaе*, *V. parvus* и др. и *Asterosphaeroides ruminatus*.

Тот же комплекс везикуляритов, но без озагий, развит в нижней пачке разреза, которая лишена строматолитов.

Тождественное с Полюдовым кражем расположение строматолитовых горизонтов в миньярии южной оконечности Тимана, отстоящей на 200 км к северо-западу, само по себе интересно, хотя оба разреза находятся примерно в одной зоне. Гораздо более поразительно сходство в последовательности горизонтов, наблюдаемое между этим регионом и п-овом Канин.

Полуостров Канин

На п-ове Канин со времен У. Рамзея (Ramsay, 1911) известна карбонатная толща, протягивающаяся с севера-северо-запада на юг-юго-восток, от мыса Западный Лудоватый к мысу Восточный Лудоватый. Это толща, кровля и подошва которой скрыты под молодыми или под современными отложениями, изучалась Е. М. Люткевичем (1953), а затем еще рядом геологов. Именно из этой толщи по сборам У. Рамзея был впервые описан *Gymnosolen* Steinm. Позднее здесь было установлено еще несколько верхнерифейских форм, которые, однако, не были послойно привязаны (Раабен, 1964б, 1969). Разрез толщи на мысе Западный Лудоватый был детально изучен В. Г. Геценом (1970), который послойно собрал строматолиты, изученные затем автором этой работы, и микрофитолиты, изученные В. Е. Забродиным. Этот разрез, в несколько схематизированном виде, приведен на фиг. 14.

Можно видеть, что в разрезе Канина выделяется ряд строматолитовых горизонтов опорного разреза, примерно в том же интервале, что и на Джежимской Парме. Нижний горизонт со строматолитами подстилается толщей, содержащей своеобразные везикуляриты: *Vesicularites proovatus*, *V. kaninensis* и единичные *Volvatella*.

Строматолиты нижнего горизонта представлены *Gymnosolen giganteus*. Выше выделяются горизонты: 1) с *Gymnosolen ramsayi*, 2) с *Inseria djejimi*, 3) с *Parmites cincrescens*, 4) с *Poludia polymorpha* и микрофитолитами *Vesicularites elongatus*, 5) с *Parmites concrescens*. Еще выше располагается толща с *Tungussia* плохой сохранности. Верхняя пачка разреза содержит *Boxonia* sp.

В распределении строматолитов по разрезу наблюдаются лишь незначительные отличия по сравнению с Полюдовым кражем. В разрезе Западного Лудоватого мыса, по-видимому, выпадает горизонт с *Conophyton miloradoviči*, место которого между горизонтами с *Gymnosolen giganteus* и *G. ramsayi* занимает почка с неопределенными *Tungussia*. Имеются два горизонта с *Parmites concrescens*, один из которых залегает выше горизонта с *Poludia polymorpha*, как и на Полюдовом краже, а второй — ниже этого горизонта. Отсутствует верхний горизонт с *Gymnosolen (Minjaria)*. Надо также отметить появление в верхней части разреза Канина *Boxonia* sp. с неясной текстурой, отчасти напоминающей текстуру некоторых вендских представителей этого формального рода.

Венд Южного Урала и Полюдова кража

Венд, в составе которого обычно рассматривают укскую свиту и ряд терригенных серий, венчающих разрез уральского рифея, имеет широкое распространение на западном склоне Урала. Однако лишь небольшая часть ее разреза имеет четкую биостратиграфическую характеристику.

Наибольший интерес в этом отношении представляет укская свита Южного Урала, выделенная Ю. Р. Беккером (1958) из состава миньяр-

ской. Она содержит в большом количестве микрофитолиты юдомского комплекса, а также строматолиты, многочисленные, но довольно однообразные. Укская свита имеет довольно ограниченное пространственное распространение. По-видимому, в ряде районов ее отложения уничтожены преадинским размывом.

Один из наиболее четких разрезов свиты расположен у дер. Шубино, близ г. Усть-Катав (см. фиг. 13). Здесь хорошо обнажены верхние пачки бьянжской свиты, в последних метрах которых к богатому комплексу микрофитолитов миньярия присоединяются также единичные характерные формы юдомского комплекса: *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *V. bothrydioformis* Красноп., *Osagia* aff. *milsteiniae* Zabr. и др. На доломитах этой пачки залегают (снизу вверх):

Мощность, м

- | | |
|---|-------|
| У ₁ . Косослоистые кварцевые песчаники, местами сильно ожелезненные, чередующиеся с алевролитами, аргиллитами и маломощными прослоями песчаных обломочных известняков | 20—25 |
| У ₂ . Массивные и обломочные серые известняки и доломитизированные известняки, содержащие в отдельных прослоях строматолиты плохой сохранности — неопределимые до вида <i>Tungussia</i> (?) или <i>Linella</i> (?) и богатый комплекс микрофитолитов <i>Vesicularites bothrydioformis</i> (Красноп.), <i>V. lobatus</i> Reitl., <i>V. concretus</i> Z. Zhur., <i>V. šubinensis</i> Zabr., <i>Osagia</i> aff. <i>milsteiniae</i> Zabr., <i>O. niserica</i> Zabr., <i>O. monolammelosa</i> Z. Zhur | 80 |
| У ₃ . Массивные строматолитовые известняки с многочисленными, но однообразными строматолитами <i>Linella ukka</i> Kryl. и микрофитолитами <i>Vesicularites concretus</i> Z. Zhur., <i>V. lobatus</i> Reitl., <i>V. šubinensis</i> Zabr. | 80 |

На неровной, местами закарстованной поверхности верхней пачки залегают косослоистые желто-бурые и серо-зеленые песчаники и алевролиты основания ашинской серии.

Довольно сходный разрез укской свиты описан Б. М. Келлером (1968) южнее, на р. Басу, левом притоке р. Инзера. Нижняя часть разреза представлена пачкой зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов с прослоями рыхлых серовато-зеленых песчаников, содержащих глауконит с абсолютным возрастом 618—620 млн лет. В основании этой пачки нами был обнаружен пласт доломитов с оолитовидной текстурой, переполненный микрофитолитами *Osagia monolammelosa* Z. Zhur. и другими формами четвертого комплекса.

Верхняя часть разреза сложена известняками с многочисленными микрофитолитами: *Vesicularites bothrydioformis* (Красноп.), *Vermiculites irregularis* Z. Zhur., *Osagia monolammelosa* Z. Zhur., и др. Разрез венчается строматолитовыми известняками с *Linella ukka* Kryl. Мощность терригенной пачки в этом разрезе составляет около 70 м, карбонатная толща достигает 50 м; суммарная мощность укской свиты составляет здесь 120 м, т. е. несколько менее, чем в разрезе Шубина. Как и в этом последнем, укская свита с размывом перекрыта отложениями ашинской серии.

Б. М. Келлер и другие исследователи (Олли, 1947; Гарань, 1963, 1969; Келлер, 1966а, 1968; Беккер, 1968) отмечают выдержанность строения ашинской серии на огромном протяжении западного склона Урала, от р. Юрезани до широтного колена р. Белой. Она сложена исключительно обломочными породами — песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, — и лишена прослоев карбонатных пород. В ее составе выделяются четыре свиты: урюкская, басинская, кук-караукская и зиганская.

Нижняя, урюкская, свита сложена преимущественно конгломератами полимиктового состава, кварц-полевошпатовыми и аркозовыми песчаниками и гравелитами: мощность ее достигает 150 м.

Вышележащая басинская свита, в составе которой основную роль играют кварц-полевошпатовые песчаники при подчиненном значении алевролитов и аргиллитов, характеризуется присутствием обломков эффузивов и кремнистых пород и отдельных глауконитсодержащих про-

слоев. Мощность ее, по данным Б. М. Келлера (1968), достигает 700—800 м, а по данным М. И. Гараня (1969), — даже 1000 м.

Кук-караукская свита сложена коричнево-красными полимиктовыми песчаниками и конгломератами с галькой гранита, жильного кварца, метаморфических сланцев, кварцитов. Мощность ее изменчива и колеблется от 30 до 150 м, по данным Б. М. Келлера (1968), и от 50 до 270 м — по данным М. И. Гараня (1969).

Верхняя, зиганская, свита представлена по преимуществу зелено-серыми полимиктовыми алевролитами и песчаниками, в отличие от подстилающих толщ она не содержит обломков эффузивов. Мощность ее оценивают в 250—300 м (Келлер, 1968) или в 350—400 м (Гарань, 1969).

Ашинская серия, лишенная карбонатных пачек, не содержит ни строматолитов, ни микрофитолитов. В ней известны акритархи вендского облика (Келлер, 1968; Пыхова, 1971б).

Опубликовано всего несколько определений возраста глауконитов ашинской серии (Гаррис и др., 1964; Келлер, 1966а, 1968; Гаррис, Постников, 1969;) из нижней части ашинской серии района г. Аши (Киселев ключ). Урюкская свита датирована здесь цифрой 598 млн лет, басинская — 573 млн лет. В этих разрезах, принадлежащих к Каратаускому поднятию, ашинская серия представлена только двумя нижними свитами (Беккер, 1961; Гарань, 1969).

В разрезах восточного крыла Башкирского антиклинория, над отложениями укской свиты, представленной в верхней части доломитизированными известняками с микрофитолитами юдомского комплекса, залегают толща терригенных пород, которая выделяется как криволукская свита или серия (Гарань, 1969). В ее составе Б. М. Келлер (1966а, 1968) выделяет следующие пачки: а) темные плитчатые алевролиты с прослоями кварцевых песчаников, мощностью до 600 м; б) кварцевые крепкие песчаники мощностью до 70 м; в) алевролиты и сланцы с ленточной слоистостью, до 70 м; г) неслоистые тиллитоподобные породы с угловатой галькой сланцев, кварцитов и известняков.

Еще недавно большинство исследователей считало криволукскую свиту более древней, чем ашинская серия, однако позднее Б. М. Келлер, опираясь на данные В. И. Козлова, параллелизовал ее с урюкской свитой (Келлер, 1973).

На Полюдовом кряже укская свита как литостратиграфическое подразделение не обособляется. Однако в верхних метрах низьвенской свиты, как было отмечено выше, присутствуют строматолиты, которые условно могут быть определены как *Linella ukka* Kryl., вместе с комплексом акритарх вендского облика. Это ставит вопрос о соответствии этих горизонтов низьвенской свиты какой-то части укской свиты. Однако его решение осложняется данными об абсолютном возрасте: для укской свиты наиболее древняя цифра равна 640 млн лет (Келлер, Семихатов, 1968); цифра 686 млн лет была получена из основания терригенной толщи, с разрывом несогласно перекрывающей низьвенскую свиту. Эта мощная толща сложного строения была первоначально выделена как чурочная свита (Чочиа, 1951; Чочиа, Адрианова, 1952). В настоящее время в ней видят самостоятельную чурочную или чурочинскую серию (Боровко, Голуб, 1966; Боровко, 1967; и др.), или даже две серии (Келлер, 1966а, 1968), и подразделяют на несколько свит (Боровко, 1964; Боровко, Голуб, 1966; Боровко, 1967).

Нижняя, усть-чурочинская, свита представлена песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Мощность ее невыдержанна и колеблется от 100 до 1000 м. Обломочный материал имеет преимущественно кварц-полевошпатовый состав, породы большей частью горизонтально или косослоисты. Нижние горизонты несут флишиоидный характер и содержат примесь вулканического материала; средние горизонты наиболее грубозернисты и обогащены окислами железа. В составе свиты имеются

прослой глауконитсодержащих пород, возраст которых определен в пределах 655—686 млн лет (Гаррис и др., 1964; Боровко, 1967). Из органических остатков известны акритархи *Kildinella sinica* Tim., *K. hyperbo-reica* Tim. (Боровко, Голуб, 1966).

Вышележащая чурочинская, или среднечурочинская, свита залегает на подстилающей с конгломератом в основании. Мощность ее достигает 500 м. Она характеризуется присутствием тиллитов, залегающих в толще глинистых сланцев, которая содержит также несколько маломощных прослоев доломитов. Верхняя часть толщи представлена фосфоритсодержащими глинистыми сланцами.

Описанными двумя свитами иногда ограничивали объем чурочной серии, относя к ашинской серии вышележащие горизонты (Келлер, 1968). Последние выделяли как верхнечурочинскую свиту (Боровко, и др., 1964), а позднее подразделили на две свиты — ильвовожскую и кочешорскую (Боровко, 1967).

Ильвовожская свита, сложенная песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, залегает на подстилающей с видимым согласием, но содержит в основании прослой мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Породы ее обогащены гранатами и несколько фосфатизированы. Глауконит из ильвовожской свиты имеет возраст 620 млн лет. Мощность свиты достигает 1000—1100 м.

Кочешорская свита представлена в нижней части пестрыми алевролитами и сланцами и содержит в основании пласт конгломерата с галькой подстилающих пород. Верхняя часть толщи сложена преимущественно светлыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Возраст нижней части свиты по глаукониту составляет 560—590 млн лет; мощность колеблется от 800 до 1200 м.

Суммарная мощность чурочной серии очень велика — она составляет три — три с половиной тысячи метров.

По радиологическим данным, которым хорошо соответствуют и данные по акритархам, чурочную серию (s. l.) относят в основном к венду (Есипов, 1963; Боровко, Голуб, 1966; Боровко, 1967; Беккер, 1968; Келлер, 1968; и др.). Вопросы ее детальной корреляции с другими терригенными свитами, венчающими разрез верхнего рифея, и соотношения ее с укской свитой, пока еще не решен однозначно. Б. М. Келлер (1968) параллелизовал нижнюю часть чурочной серии, или чурочную серию в узком смысле, с криволукской серией и отнес к ее аналогам также басегскую, серебрянскую и косьвинскую серии Среднего Урала, описанные П. М. Есиповым (1963), С. В. Младших и Б. Д. Аблизиним (1967), М. А. Курбацкой (1968) и другими исследователями.

Басегская и серебрянская серии сменяют по разрезу карбонатную клыктанскую свиту. Возрастной диапазон последней не совсем ясен. Однако в верхних ее горизонтах отмечены находки *Linekla ukka* Kyul. (Келлер, 1963; Крылов, 1967а; Аблизин и др., 1969), что свидетельствует о вероятном соответствии верхней части этой свиты укской свите Южного Урала. Для серебрянской (косьвинской) серии характерно присутствие тиллитов, приуроченных к двум горизонтам, а также ленточных сланцев и алевролитов. Верхнюю часть разреза на Среднем Урале слагает сыльвицкая серия, которая обычно параллелизуется с ашинской серией Южного Урала.

Исходя из соотношений всех рассмотренных серий, Б. М. Келлер выделил в сводном разрезе уральского венда три главные части: 1) карбонатную толщу небольшой мощности, со строматолитами и микрофитолитами, представленную укской свитой Южного Урала. Ей могут соответствовать и верхние горизонты низьвенской, а также клыктанской свит; 2) терригенную толщу сложного строения, характеризующуюся присутствием тиллитов и тиллитоподобных пород, а также карбонатных пачек, и представленную чурочной серией (s. s.) и ее аналогами — криволук-

ской серией восточного склона Башкирского антиклинория, басегской и серебрянской (косьвинской) сериями Среднего Урала; 3) верхние терригенные толщи, лишенные карбонатных прослоев, залегающие резко трансгрессивно на подстилающих образованиях — ашинская серия Южного Урала, сылвицкая серия Среднего Урала (Келлер, 1968).

Другой весьма интересный вариант корреляции (Келлер, 1973) предполагает одновозрастность нижней тиллитсодержащей части чурочной серии, криволукской свиты и урюкской свиты ашинской серии, а также волынской серии Русской плиты; басинская свита сопоставляется с волдайсской серией. В некотором противоречии как с первой, так и со второй схемой находятся, однако, данные о возрасте глауконитов из уюкской и чурочной свит.

Таким образом, вопрос о стратиграфических соотношениях перечисленных свит и серий не может считаться окончательно решенным. Открытым остается пока и вопрос о том, полностью ли исчерпывают эти серии объем венда на Урале, а также о возможном кембрийском возрасте верхней части ашинской серии и ее аналогов (Смирнов, 1964; Боровко, 1967; Келлер, 1973; и др.). Эти вопросы стоят не только в региональном аспекте, но и много шире, как вопросы положения верхней границы тимурия, а вместе с тем и всего рифея, в стратотипической области их развития.

ДРУГИЕ РАЗРЕЗЫ ТИМАНО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

ТИМАН

Рассматривая отложения тимурия стратотипических районов западного склона Урала, мы уже коснулись некоторых наиболее интересных в биостратиграфическом отношении разрезов тимано-канинской части миогеосинклинальной зоны байкалид, ограничивающих с востока и северо-востока Европейскую платформу.

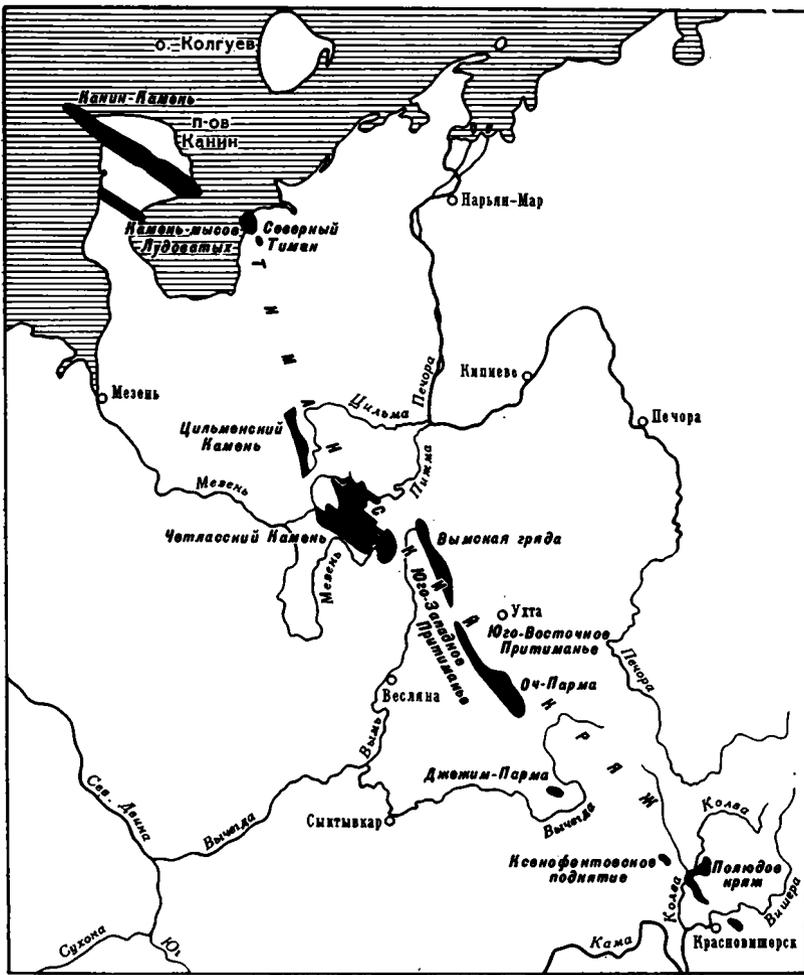
Биостратиграфически доказанный тимурий устанавливается не только на крайнем юге и крайнем севере этого региона, но и в ряде промежуточных разрезов. Карбонатные толщи с верхнерифейской водорослевой проблематикой установлены, кроме Джежим-Пармы и п-ова Канина, также на Оч-Парме, Вымской гряде, Четласском и Цильменском Камнях (фиг. 17). В различных районах они выделялись под разными названиями: на Джежимской Парме — как свита скорлуповатых доломитов (Милорадович, 1938), низьвенская (Владимирская, 1955; Чочиа, 1955), ваполская и ышкемеская свиты; на Оч-Парме — как ропчинская или пудаковожская (Воллосович, 1944 г.; Разницын, 1964; и др.); на Четласском Камне — как карбонатная толща быстринской свиты (Кальберг, 1948; и др.), быструхинская (Солнцев, Кушнарера, 1957; Солнцев, 1959) или павьюгская (Наливкин, 1962) свиты; на Цильменском Камне — как северная свита (Кочетков, 1963, 1967); наконец, на п-ове Канин — как свита доломитов (Люткевич, 1953) или карбонатная свита мысов Лудоватых.

Эти толщи, которые нередко помещались на разные стратиграфические уровни, включены в состав быстринской свиты сводной схемы рифея Тимана, предложенной В. С. Журавлевым и М. И. Осадчуком (1962).

Стратиграфическая схема рифея Тимана

(по В. С. Журавлеву и М. И. Осадчуку, 1962)

1. Светлинская свита
Кварциты с тонкими прослоями алевролитовых песчаников и кварц-серицитовых сланцев.
Резкое угловое несогласие.
2. Четлаская свита



Фиг. 17. Обзорная схема выходов фундамента на п-ове Канин и Тиманском кряже (Журавлев, 1973). Выходы фундамента выделены черным цветом

Чередование кварцитов и сланцев с подчиненными прослоями филлитов, алевролитов, песчаников. В основании — пачка конгломератов с гальками белого и голубого кварца.

Тонкоплитчатые, тонко- и микрослоистые кварц-сланцевые, серицит-кварцевые углисто-глинистые и серицитовые сланцы с подчиненными прослоями песчаников, известковистых песчаников и алевролитов.

Кварциты с резко подчиненными прослоями сланцев, филлитов, алевролитов и песчаников.

Чередование тонко- и микрослоистых алевролитов и песчаников, серицит-кварцевых, кварц-хлорит- и глинисто-серицитовых сланцев и полевошпатовых кварцитов.

3. Джежимская свита

Полевошпатовые кварциты и аркозовые кварцитопесчаники.

Чередование кварцитов, алевролитов и сланцев.

4. Быстринская свита

Известняки и доломиты с редкими прослоями глинистых сланцев и известковистых песчаников.

Кварц- и глинисто-серицитовые и слюдястые сланцы с прослоями, линзами и пачками доломитов и известняков.

5. Кислоручейская свита

Кварц- и глинисто-сланцевые и слюдяные сланцы с прослоями слюдяных кварцитов и кварцито-песчаников. Часты крупные порфиробласты биотита.

Кварц-сланцевые и биотит-кварцевые сланцы с пачками мелкозернистых серицитовых и биотитовых кварцитов.

Слюдисто-кварцевые, слюдисто- и кварц-карбонатные разнослоистые сланцы с порфиробластами биотита, изредка — хлорита и вкрапленностью магнетита и пирита.

Тонкослоистые кварц- и кварц-полевошпат-сланцевые, кварц-хлорит-сланцевые, биотит-серицит-хлорит-кварцевые и графитовые кварц-сланцисто-хлоритовые сланцы с подчиненными прослоями полевошпатовых кварцито-песчаников. В основании — пачка мелкозернистых полевошпатовых кварцитов.

Эта схема вошла во II том «Стратиграфии СССР» (Журавлев, Осадчук, 1963) и принята при полистной геологической съемке Тимана и Канина. В ней получила дальнейшее развитие и уточнение схема Э. А. Кальберга (1948), в основе которой лежат взаимно увязанные разрезы Четласского Камня и Джежим-Пармы, с их одинаковой последовательностью четласской, существенно сланцевой, свиты, джежимской свиты кварц-полевошпатовых песчаников и существенно карбонатной быстринской свиты.

В. С. Журавлев и М. И. Осадчук установили, что в наиболее полных разрезах Среднего Тимана четласская свита с размывом и угловым несогласием ложится на более древнюю светлинскую свиту. По этому несогласию они проводят нижнюю границу верхнего рифея, относя светлинскую свиту к среднему рифею. В верхней части разреза рифея выделяется кислоручейская свита. Она отнесена к венду на основе данных о ее залегании над быстринской свитой, полученных в процессе детального геологического картирования.

Как известно, выработка стратиграфической схемы рифея Тимана сопровождалась оживленной борьбой мнений, которую и сейчас еще нельзя считать законченной. Это зависит в значительной мере от условий обнаженности рифея — «свиты М» схемы Н. Н. Яковлева (1894), Н. Ф. Чернышева (1902, 1915) и А. А. Малахова (1940). Рифей на Тимане не образует непрерывной полосы: он выходит в ряде разобренных блоков, ни один из которых не дает разреза, который мог бы считаться по-настоящему опорным. В строении фундамента Тимано-Канинского региона намечается, кроме того, продольная зональность; породы в восточной зоне дислоцированы и изменены более интенсивно, чем в западной (Журавлев, Гафаров, 1959; Журавлев, Осадчук, 1960, 1962, 1963; Журавлев и др., 1966; Волочаев и др., 1967; Гецен, 1970; и др.). Стратиграфические соотношения свит в разрезах, соотношение разрезов различных блоков Среднего, Южного и Северного Тимана и толщ, принадлежащих к западной и восточной зонам, — все это служило предметом дискуссии, которая развернулась вслед за появлением первых схем расчленения древних свит Тимана (Милорадович, 1938; Воллосович, 1944 г.; Кальберг, 1948) и после того, как был убедительно доказан их рифейский возраст (Келлер, 1952).

Основная масса публикаций падает на 1955—1965 гг. (Владимирская, 1955; Чочиа, 1955; Солнцев, Кушнарева, 1957; Солнцев, 1959; Калужный, 1959; Журавлев, Гафаров, 1959; Журавлев, Осадчук, 1960, 1962, 1963; Оффман, 1961; Разницын, 1961, 1962, 1964, 1965; Наливкин, 1962; Туманов, 1962; Кочетков, 1963, 1967; Ивенсен, 1964; Мальков, Пучков, 1964; Смирнов, 1964; и др.). В обширной литературе, посвященной проблеме создания единой шкалы докембрия Тимана, не всегда легко ориентироваться. Критический обзор ее дан в статье В. С. Журавлева и др. (1966), и мы кратко коснемся лишь тех аспектов дискуссии, которые в этих и

более поздних работах прямо касаются вопросов стратиграфии тимурия.

Сквозь «пеструю разноголосицу» различных схем (пользуясь образным выражением авторов одной из них; см. Волочаев и др., 1967), можно заметить, что большинство исследователей придерживается концепции Э. А. Кальберг и считает, что стратиграфический объем разрезов рифея различных блоков Тимана не выходит за пределы разреза Четласского Камня. Многие из них рассматривают карбонатную толщу с ее строматолитовым комплексом как надежный маркирующий горизонт для региона в целом (см., например, Ивенсен, 1964).

Схему, наиболее резко отличную от приведенной здесь, дал В. А. Разницын (1964), который в течение ряда лет развивал принципиально иной взгляд на соотношение блоков Тимана. Разрезы южных блоков он помещал на иной и более низкий стратиграфический уровень, чем разрезы Четласского Камня, а карбонатные свиты этих районов соответственно считал разновозрастными и относил одни к среднему, другие — к верхнему рифею.

В настоящее время вопрос о возрасте карбонатных толщ, как кажется, перестает быть дискуссионным, и даже В. А. Разницын практически отказался от своей прежней схемы и склонен считать их примерно одновозрастными и принадлежащими к верхнему рифею (Разницын, 1968, 1970 и др.).

Некоторые авторы, правда, сопоставляют карбонатные свиты всех районов Тиманского кряжа с катавской свитой, а толщу мыса Лудоватого п-ова Канин и низьвенскую свиту Полюдова кряжа — с миньярской свитой каратауской серии Южного Урала (Волочаев и др., 1967). Это связано, по-видимому, с представлением о неизменности числа свит в разрезе верхнего рифея всей Урало-Тиманской зоны. С тем же представлением связана, вероятно, и попытка найти на Полюдовом кряже и Тимане литолого-стратиграфические аналоги инзерской свиты (Смирнов, 1964; Волочаев и др., 1967). Как показал сравнительный анализ разрезов Южного Урала и Полюдова кряжа, эта попытка вряд ли может считаться успешной.

Палеонтологические данные, подтверждающие единство карбонатных толщ быстринской свиты, получены сейчас для всех блоков фундамента Тимана, где известны выходы таких толщ. Эти данные отчасти уже опубликованы (Раабен, 1960, 1964б; Крылов, 1960а; Ивенсен, 1964; Журавлев и др., 1966; Гецен, 1970).

В пределах Южного Тимана, к северо-западу от Джежим-Пармы, на возвышенности Оч-Парма в ропчинской (быстринской) свите присутствует комплекс строматолитов, характерный для миньярия Полюдова кряжа: *Gymnosolen (Minjaria) uralicus* Kryl., *Inseria djajimi* Raab., *Parmites concrescens* Raab., а также *Tungussia* sp. Строматолитовые доломиты слагают здесь верхнюю часть 400-метровой толщи, обнаженной по речкам Потью и Крутаель. Они залегают над пачкой с типичной «узорчатой» текстурой; *G. uralicus* встречен в нижнем горизонте строматолитовых доломитов. В строении разреза, подробно освещенного В. Г. Геценом (1970), есть много общего со строением горизонтов низьвенской свиты, содержащих аналогичный комплекс строматолитов.

На Бымской гряде, близ стыка ее с Оч-Пармой, при съемочных работах Ухтинского геологического управления недавно вскрыты скважинами и канавами карбонатная и карбонатно-терригенная толщи, отнесенные к быстринской свите. По сборам И. П. Черной здесь удалось определить строматолиты из бассейна руч. Чинья-Ворык. В нижней части толщи присутствует *Gymnosolen giganteus* Raab., в верхней — *Parmites concrescens* Raab.; палеонтологически охарактеризован, таким образом, тот же интервал, что на Оч-Парме.

В пределах Среднего Тимана, на Четласском Камне в различных разрезах быстринской свиты по сборам М. И. Осадчука, В. Г. Черного и

других авторов были определены *Gymnosolen asymmetricus* Raab., характерные для несколько более низких горизонтов низьвенской свиты Полюдова кряжа.

На Цильменском Камне, в разрезе северной (быстринской) свиты р. Рочуги присутствует *Gymnosolen ramsayi* Steinm., а в разрезе по р. Северной по сборам В. Г. Гецена и О. С. Кочеткова автором был определен *Gymnosolen asymmetricus* и *Conophyton miloradoviči* (Гецен, 1970). Из этого же района З. А. Журавлевой были определены микрофитолиты *Osagia crispa* Z. Zhur. и *Vesicularites adunbratus* Z. Zhur. (Разницын, 1968). Разрез Цильменского Камня весьма интересен тем, что позволяет видеть строение нижних бесстроматолитовых горизонтов быстринской свиты, как правило, слабо обнаженных в Тимано-Канинском регионе. Верхние горизонты с *Gymnosolen ramsayi* здесь неотличимы от тех же горизонтов мыса Западный Лудоватый п-ова Канин.

Таким образом, карбонатные толщи рифея Тимана и Канина повсеместно заключают миньярский комплекс строматолитов (иногда в сопрождении микрофитолитов). Это не оставляет сомнения в единстве карбонатной толщи быстринской свиты.

Можно также смело утверждать, что биостратиграфические данные не оставляют сомнения и в присутствии миньярия в разрезе Тимана.

Более сложным кажется вопрос о бирьянии и венде этого региона.

В мощном разрезе, подстилающем заведомый миньярий, карбонатные толщи почти неизвестны. Литологические аналоги деминской свиты установлены на Ксенофоновском поднятии, где являются верхним членом допалеозойского разреза (Владимирская, 1955). Сходство с ними обнаруживает так называемая нижневеслянская свита, вскрытая скважиной Весляна-1 в Западном Притиманье; существует представление, что эта свита присутствует и на Тимане, занимая положение в плохо обнаженной части разреза, между джежимской свитой и карбонатной подсвитой быстринской свиты (Кушнарера и др., 1965; Журавлев и др., 1966).

Вопрос о строении базальных горизонтов верхнего рифея может решаться по-разному, в зависимости от того, где проходит в разрезах Тимана его нижняя граница. Нам кажется естественным проводить ее по поверхности несогласия, отделяющего четласскую свиту от светлинской (Журавлев, Осадчук, 1960, 1962). Довольно резкое различие в строении базальных горизонтов верхнего рифея Тимана и Южного Урала представляется закономерным, если учесть разницу в ширине геосинклинальной зоны байкалитид в этих регионах и различное положение разрезов относительно краевых структур эпикарельского блока Восточно-Европейской платформы (Журавлев, Раабен, 1968). Надо заметить, что некоторые исследователи отрицают самое наличие указанного несогласия (Кочетков, 1967) или вообще доказанных несогласий внутри рифея Тимана (Ивенсен, 1964).

Многие придают существенное значение несогласию в основании джежимской свиты (Плякин, 1969; и др.): одни исследователи хотят видеть в ней стратиграфический и литолого-фациальный аналог зильмердакской свиты (Волочаев и др., 1967); другие коррелируют джежимскую свиту, как и рассольненскую, с низерской свитой, отрицая присутствие нижних горизонтов верхнего рифея на Тимане (Смирнов, 1964). В. Г. Гецен (1970) предполагает аналоги инзерской свиты в пестрой по окраске карбонатно-сланцевой толще, слагающей низы разреза быстринской свиты Цильменского Камня.

Автору представляется, что в разрезе Тимана, за исключением, вероятно, крайних южных блоков, могут отсутствовать литолого-стратиграфические аналоги части свит Полюдова кряжа и, тем более, Южного Урала. В частности, здесь вряд ли развита инзерская свита, стратиграфические аналоги которой уже на Полюдовом кряже представлены, по всей вероятности, карбонатными толщами низов низьвенской свиты. Ис-

ходя из представления о тимурийском возрасте четласской свиты и данных о заметном несогласии в основании джежимской свиты, можно высказать предположение о том, что джежимская свита не имеет аналогов в разрезе Южного Урала. Она может представлять собой свойственное лишь Тиману образование и отвечать базальным слоям верхнего подцикла в разрезе тимурия, который в таком случае оказался бы выраженным на Тимане более четко, чем в стратотипической области западного склона Урала. До появления объективных критериев для суждения о возрасте джежимской и четласской свит, вопрос о строении нижней части разреза верхнего рифея Тимана остается открытым для дискуссий.

Дискуссионным остается и вопрос о строении верхних горизонтов тимурия, в прямой зависимости от противоречивых представлений о возрасте сланцевых толщ восточной зоны Тимана и Канина Камня. В. С. Журавлев, М. И. Осадчук, а также В. Г. Черный и другие геологи Ухтинского геологического управления относят их к венду.

Авторы самых различных стратиграфических схем склоны выделять на Тимане над быстринской свитой терригенные толщи, синхроничные и гомологичные ашинской и чурочной сериям Урала и Полюдова кряжа. Дискуссия между ними в основном сводится к тому, какие именно толщи Южного, Среднего и Северного Тимана следует включать в число таких аналогов (Журавлев, Осадчук, 1960, 1962, 1963; Наливкин, 1962; Туманов, 1962; Кочетков, 1963, 1967; Разницын, 1964, 1968; Журавлев и др., 1966; Волочаев и др., 1967; Черный, 1971; и др.). Б. М. Келлер (1968) ставит под сомнение самое присутствие венда в составе докембрия Тимана. Можно согласиться с ним в том, что биостратиграфически венд на Тимане еще не доказан. Крайне интересным в этом отношении было бы исследование верхней подсвиты быстринской свиты — оселковой толщи схемы Э. А. Кальберг (1948), содержащей многочисленные, хотя и маломощные прослои карбонатных пород.

Радиологические данные о возрасте древних толщ Тимана (Ивенсен, 1964; Разницын, 1968; и др.) свидетельствуют лишь о широком распространении байкальского минералообразования в этом регионе. Глауконит отсутствует в разрезах тиманских толщ, появляясь в породах тимурия лишь в районе Полюдова кряжа. Это придает особое значение вопросам биостратиграфической корреляции. Можно надеяться, что специальные исследования, направленные на поиски микрофитолитов и акритарх в сланцево-карбонатных и существенно терригенных толщах рифея Тимано-Канинского региона, позволят впоследствии решить остающиеся неясными вопросы корреляции; для миньярских строматолитосодержащих толщ они уже сейчас решаются однозначно и с достаточной степенью детальности.

ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

Кроме описанных выше разрезов, принадлежащих к внешней миогеосинклинальной зоне байкалид, биостратиграфически охарактеризованный верхний рифей известен и в пределах эвгеосинклинальной зоны, на Приполярном Урале. Поскольку карбонатные формации имеют там спорадическое распространение, палеонтологическая характеристика разрезов тимурия значительно менее полна. Датированными в них оказываются ограниченные интервалы, не выходящие за пределы миньярия и венда.

В пределах Ляпинского антиклинория под фаунистически доказанным нижним ордовиком К. А. Львовым (1956, 1957, 1965) была установлена последовательность трех серий, разделенных несогласиями. Тимурийский возраст установлен сейчас достаточно надежно для верхней, патокской, серии (Забродин, Шляхова, 1970; Пучков, 1970). Она представлена мощной толщей зеленых сланцев, филлитов, осадочно-вулканогенных и эффузивных пород; обломочно-терригенные и карбонатно-тер-

ригенные породы играют подчиненную роль, лишь в отдельных районах они достигают значительного развития.

В основании серии залегает толща полевошпатовых кварцитов, местами с конгломератами, серицит- и хлорит-серицит-кварцевых сланцев изменчивой мощности. Чаше всего она выделяется как хобейнская свита (Львов, 1956, 1957; Фишман, Голдин, 1960; Фишман, 1970; Пучков, 1970; и др.). В северной части Ляпинского антиклинория, на хребте Сана-Из, нижняя часть серии сложена преимущественно грубообломочными кварц-полевошпатовыми породами и была выделена здесь В. В. Меннером (1949 г.) как старик-шорская свита.

Вышележащая часть серии обычно выделяется под названием маньинской свиты. Ее низы представлены главным образом филлитами, зелеными сланцами, туфогенными песчаниками, которым подчинены невыдержанные по простираению пачки и линзы доломитов и мраморов. Эта толща выделялась в особую единицу Г. В. Меркуловой и П. П. Петруниным (1944 г.), а также В. В. Меннером назвавшим ее сана-изской свитой. Ей примерно соответствует мороинская свита схемы Л. Т. Беляковой (1971). Эта часть патокской серии тесно связана постепенным переходом

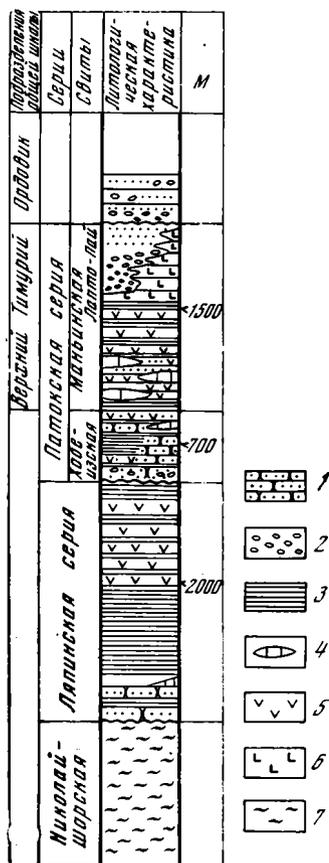
с нижележащими горизонтами в ряде районов. Иногда она объединялась с ними в единую вангырскую свиту (Чернов, 1948).

Вышележащие горизонты маньинской свиты характеризуются широким развитием эффузивов преимущественно основного состава, диабазовых, андезит-базальтовых и базальтовых порфиров в сочетании с зелеными сланцами (фиг. 18).

Самая верхняя (липаритовая) толща маньинской свиты представлена порфиритами, кислыми и основными лавами, туфами и туффитами. По данным В. Н. Пучкова (1970), ее латеральным аналогом в ряде районов является лапто-пайская свита, выделенная Г. А. Черновым (1948) в верхней части доордовикских отложений бассейна р. Вангыра. Она представляет собой весьма четкий литологический комплекс, характеризуется широким развитием грубообломочных пород — конгломератов и песчаников полимиктового состава, в которых встречаются обломки всех нижележащих пород, и достигает местами мощности до 1000 м. В. Н. Пучков предположительно отнес ее к молассовой формации орогенного комплекса байкалид, а липаритовую толщу маньинской свиты — к порфиритовой его формации (Пучков, Раабен, 1972).

Наиболее древние из гранитоидов, прорывающих все перечисленные свиты, датированы цифрой 550 млн лет (Фишман и др., 1960; Пучков, 1970; Фишман, 1971).

В доломитах из нижней части маньинской свиты содержится довольно представительный комплекс строматолитов и микрофитолитов верхнего тимурия. Наи-



Фиг. 18. Разрез докембрия Приполярного Урала (Пучков, 1970)

1 — кварциты и кварцито-песчаники; 2 — конгломераты; 3 — различные сланцы; 4 — доломиты и мраморы; 5 — основные эффузивы; 6 — кислые эффузивы; 7 — гнейсы и амфиболиты

лучший материал дали сборы В. Н. Пучкова и М. В. Фишмана в бассейне р. Вангыр (Пучков, 1970; Фишман, 1971; Пучков, Раабен, 1972).

Из крупной линзы доломитов автором и В. Е. Забродным были определены типичные миньярские строматолиты *Inseria djejimi* Raab., *Poludia polymorpha* Raab., *Tungussia parmensis* Raab. и микрофитолиты *Osagia maculata* Zab., *O. pullata* Zab., *O. milsteinae* Zab., *Vesicularites elongatus* Zab., *V. enigmatus* Zab., *V. vapolensis* Zab., *V. raabenaе* Zab., *Asrerosphaeroides ruminatus* Zab. Из другого местонахождения были определены *Poludia russa* Raab. и микрофитолиты *Osagia svalbardica* Milst., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. lobatus* Reitl., *V. concretus* Z. Zhur., *Radiosus polaris* Zab., *R. punctatus* Nar., *Volvatella* sp.; из них везикуляриты являются типичными для четвертого комплекса, а *Osagia svalbardica*, *Radiosus polaris*, а также *Poludia russa* характерны для пограничных слоев миньярия и венда Шпицбергена.

В более северных разрезах миньярской свиты на р. Хаталамбе карбонатные горизонты достигают значительной мощности. Они выделялись здесь В. В. Меннером как нижняя толща сана-изской свиты.

По сборам Л. Т. Беляковой (1971) и А. К. Львова в них были установлены микрофитолиты миньярского комплекса: *Osagia milsteinae* Zab., *O. pullata* Zab., *Vesicularites elongatus* Zab., *V. vapolensis* Zab. (определения В. Е. Забродина), а также строматолиты верхнерифейского облика (Крылов, 1967а). Вместе с тем здесь присутствуют такие характерные для четвертого комплекса формы, как *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. concretus* Z. Zhur., *V. porrectus* Z. Zhur. и *Nubecularites abustus* (определения З. А. Журавлевой). Охарактеризованный интервал здесь, как и в вангырском разрезе, отвечает верхней части миньярия и низам венда. К сожалению, послойная привязка органических остатков отсутствует из-за особенностей строения и залегания вмещающей карбонатной толщи.

Приведенные данные в общем подтверждают представления К. А. Львова и Н. Г. Чочиа о возможности корреляции маньянской свиты с низьвенской и миньярской (Чочиа, 1955; Львов, 1957; и др.); в то же время они исключают предположение о кембрийском возрасте основной части патокской серии (Львов, 1965; Малашевский, 1967; и др.).

Ввиду недостатка биостратиграфических данных дискуссионным остается только вопрос о верхнем возрастном пределе осадочно-вулканогенных толщ верхней части маньянской и лаптопайской свит и о возможном присутствии в их составе нижнего кембрия (Пучков, 1970; и др.).

Еще менее ясен пока вопрос о доверхнетимурийских метаморфических сериях, залегающих под несогласно перекрывающей их хобеинской свитой: ляпинской серии в составе ошизской, пуйвинской и шокурьинской свит, представленных осадочными и вулканогенно-осадочными породами, по степени метаморфизма близкими к породам патокской серии, и высокометаморфизованного комплекса гнейсов, амфиболитов и кристаллических сланцев, который выделяется под названием шатмагинской свиты (Львов, 1956а, б; 1957, 1965) или николай-шорской серии (Фишман и др., 1960; Пучков, 1970). В стратотипических разрезах шатмагинская, ошизская, пуйвинская и шокурьинская свиты оказались принадлежащими к палеозою, и потому ряд исследователей ограничивает объем доордовикских отложений Приполярного Урала толщами патокской серии.

Работами геологов Коми филиала АН СССР было, однако, показано, что, хотя стратотипы шатмагинской и всех свит ляпинской серии были избраны неудачно, общая последовательность литолого-стратиграфических комплексов, установленная К. А. Львовым на широкой региональной основе, подтверждается в ряде разрезов Ляпинского антиклинория. Надо добавить, что и в осевой полосе Полярного Урала наблюдаются

ся весьма близкие соотношения между членами разреза древних свит (Софронов, 1947, 1956; Раабен, 1959а, б, 1963).

С общегеологических позиций наиболее вероятным является, казалось бы, раннетимурийский возраст свит ляпинской серии. Однако находки в карбонатных линзах нижней части ее разреза таких форм, как *Nelkanella* (определение Г. А. Вологодина), делают правомерным точку зрения о более древнем возрасте этой серии (Пучков, 1970). Приняв ее, придется предполагать, что несогласие в основании патокской серии, принадлежащей к верхнему тимурию, может быть весьма значительным. В свете данных о перерыве, отделяющем верхний тимурий от нижнего в миогеосинклинальной зоне Урала, и о возможном несогласии в его основании на Тимане, залегание верхнего тимурия на различных более древних толщах отнюдь не исключается.

ПАЙ-ХОЙ

В последнее время появились интересные данные по биостратиграфии рифея Пай-Хоя и о. Вайгач. По данным Х. Т. Шляховой, В. С. Енокяна и других исследователей, рифей обнажен в ядрах наиболее глубоко эродированных антиклинальных структур на севере о. Вайгач и на крайнем северо-западе Пай-Хоя под несогласно залегающими на нем отложениями нижнего палеозоя (Забродин, Шляхова, 1970; Енокян, 1971).

Рифей здесь представлен толщами осадочных и вулканогенных пород: конгломератов, гравелитов, полимиктовых песчаников, алевролитов, кремнисто-хлоритовых сланцев, кислых и основных эффузивов; значительную часть разреза составляют карбонатные породы, выделенные в амдерминскую свиту. Амдерминская свита сложена преимущественно известняками, реже доломитизированными известняками и доломитами и достигает мощности 1500—2000 м. В нижней части широко развиты «оолитовые» известняки, богатые микрофитолитами: *Vesicularites vapolensis* Zabr., *V. enigmatus* Zabr., *V. elongatus* Zabr., *V. raabena* Zabr., *V. pussilus* Zabr., *Osagia* cf. *maculata* Zabr., *O.* cf. *inserica* Zabr., *Volvatella* cf. *exilis* Zabr. (Забродин, Шляхова, 1970). Как справедливо считают авторы, этот характерный комплекс свидетельствует скорее всего о соответствии низов амдерминской свиты верхней части миньярия. Верхние горизонты свиты с известной долей условности относят к нижней части венда. Амдерминская свита, таким образом, является частично или целиком аналогом маньинской свиты. В самом деле, в низах последней содержится комплекс микрофитолитов, почти тождественный миньярскому комплексу амдерминской свиты. Присутствие же биостратиграфически охарактеризованного венда в составе допалеозойского разреза Пай-Хоя еще ожидает подтверждения.

Нижнепалеозойские отложения, базальные горизонты которых принадлежат к фаунистически охарактеризованному верхнему кембрию (?) или нижнему ордовику, залегают с резким угловым несогласием на подстилающих толщах.

Северо-западный Пай-Хой и о. Вайгач лежат на крайнем северо-востоке той обширной области распространения карбонатных формаций миньярия — нижней части венда, которая окаймляет древний остов Восточно-Европейской платформы и охватывает не только миогеосинклинальную, но отчасти и эвгеосинклинальную зону байкалид. В пределах последней карбонатные формации верхнего тимурия, по-видимому, не имеют сплошного распространения. Они характеризуются здесь изменчивыми мощностями и неустойчивостью строения разрезов даже в районах их максимального развития. Последние тяготеют к зонам поперечных поднятий в структуре Приполярного и Полярного Урала (Раабен, 1959б; Перфильев, 1968). Крайне неравномерно развиты в них толщи со

строматолитами, достигающие более или менее значительного развития только в западном крыле Ляпинского антиклинория и крайне редко встречающиеся в разрезах Харбейского антиклинория Полярного Урала. Ни на Пай-Хое, ни на о. Вайгач строматолиты пока не известны.

Мощное развитие карбонатных формаций со строматолитами в тимурии, и в особенности в верхнем тимурии, типично, таким образом, прежде всего для внешней зоны Тимано-Уральской миегосинклинальной области. Северная оконечность этой зоны на материке обозначена уже рассматриваемым выше разрезом западной полосы докембрия п-ва Канин.

Разрезы верхнего докембрия мурманского побережья принадлежат в основном к платформе, за исключением, быть может, серий п-ова Рыбачьего, которые отвечают иной структурно-фациальной зоне, чем серии п-ова Среднего и о. Кильдин, и отделены от них крупным разломом (Келлер, Соколов, 1960; Стратиграфия СССР, 1963; Тектоника Евразии, 1966; Негруца, 1971; и др.).

В составе всех серий карбонатные породы редки; биостратиграфическая характеристика отложений сравнительно бедна. Мы кратко коснемся здесь строения этих разрезов, лично нами не изученных, но хорошо освещенных в литературе (Виттенберг, Яковлев, 1922; Полканов, 1934; Люткевич, Харитонов, 1959; Келлер, Соколов, 1960; Келлер и др., 1963; Беккер и др., 1970; Негруца, 1971; и др.).

Слабо метаморфизованные серии верхнего докембрия, слагающие полуострова Рыбачий, Средний и о. Кильдин, обычно рассматривают как связующее звено между рифеем Европейской части Советского Союза и спаргамитовыми формациями Скандинавии. За ними прочно утвердилось название «гиперборей» (Стратиграфический словарь, 1956).

Судя по имеющимся данным, тимурий составляет существенную часть мурманского гиперборея, хотя не исключено и присутствие здесь отложений более древних.

В разрезах платформенного типа верхний докембрий представлен кильдинской и волоковой сериями. На п-ове Среднем присутствуют обе серии, на о. Кильдине развита только нижняя, кильдинская. Мощность разрезов довольно велика. На п-ове Среднем она суммарно составляет около 2000 м, из которых 1500 м падает на кильдинскую серию (Негруца, 1971).

Базальные слои этой серии, представленные плохо отсортированными аркозами, залегают здесь на размытой поверхности кристаллического фундамента. На о. Кильдине основание серии не вскрыто. Разрезы каждого из районов имеют отличительные особенности и не являются полностью тождественными.

В разрезе п-ова Средний в настоящее время выделяются пять свит: пярярвинская, палвинская, поропелонская, землепахтинская и каруярвинская (Негруца, 1971). В основании второй, третьей и четвертой из них отмечены размывы; размыв в основании поропелонской свиты сопровождается стратиграфическим несогласием.

Большая часть разреза всех свит сложена песчаниками, кварцевыми, кварц-полевошпатовыми, иногда глауконитовыми. Им подчинены алевролиты, аргиллиты, прослои и линзы конгломератов. В составе палвинской свиты присутствуют прослои туфов. Только в верхней свите известны маломощные пачки известняков. На п-ове Кильдин в составе серии выделяются снизу вверх коровинская, пригонная, южнокильдинская и лихринская свиты (Беккер и др., 1970). Основную часть их, как и на п-ове Среднем, слагают песчаники, при подчиненном значении алевролитов, аргиллитов и конгломератов. В отличие от разрезов Среднего, нижние горизонты серии содержат отдельные пачки карбонатных пород. Маломощные прослои строматолитовых доломитов присутствуют в средней

части коровинской свиты. Прослой известняков отмечены в низах пригонной свиты.

Строматолиты из доломитов нижней свиты были определены Н. Н. Яковлевым как *Gymnosolen* Steinm. (Виттенберг, Яковлев, 1922; Яковлев, 1934). Изучавший их позднее И. Н. Крылов определил кильдинские строматолиты как *G. ramsayi* Steinm. Однако существенные отличия их от типовой формы с п-ова Канина заставляют сомневаться в правильности определения и не позволяют пытаться скоррелировать сколько-нибудь точно строматолитовые слои низов кильдинской серии ни с разрезами Канина, Тимана и Урала, ни с разрезом Порсангер-фьорда Норвегии.

Вопросы детальной увязки нижних горизонтов кильдинской серии Кильдина и Среднего еще не решены окончательно (Беккер и др., 1970; Негруца, 1971). Существует предположение, что низы разреза о. Кильдина, включая горизонты со строматолитами, древнее, чем базальные слои кильдинской серии п-ова Среднего (Беккер и др., 1970), или даже что вся коровинская свита не имеет аналогов на Среднем (Негруца, 1971). Вышележащая часть кильдинской серии на Среднем и на Кильдине коррелируется более уверенно (Беккер и др., 1970; Негруца, 1971). Самые верхние горизонты серии представлены только на о. Среднем, где описан их контакт с вышележащей волоковой серией, залегающей на различных горизонтах каруярвинской и землепахтинской свит с резким размывом. Волоковая серия представлена в нижней части грубозернистыми аркозами и полевошпатовыми песчаниками с линзами конгломератов, а выше — песчаниками и глинистыми сланцами; она подразделена В. З. Негруцей на две свиты.

Ю. Р. Беккером, В. З. Негруца и Н. И. Полевой (1970) проведен анализ всех данных по абсолютному возрасту кильдинской и волоковой серий. Для нижней части кильдинской серии на п-ове Среднем — пярярвинской свиты — имеются цифры в интервале 1059—762 млн лет. Близкий интервал цифр дали глаукониты из коровинской свиты (1015—709 млн лет). К палвинской свите п-ова Среднего приурочен второй уровень с глауконитами, который датируется цифрами 775—759 млн лет. На о. Кильдине также имеется второй уровень глауконитсодержащих пород, отвечающий лихринской свите. Его характеризуют цифры в интервале 730—619 млн лет. Отмечая большой разброс цифр, Ю. Р. Беккер и его соавторы считают, что истинный возраст всех горизонтов отражен наиболее древними из приведенных для них цифр. Если эта оценка верна, в разрезе верхнего докембрия мурманского побережья могут присутствовать не только аналоги каратауской серии, но и более древние горизонты рифея. Это в особенности может относиться к низам разреза о. Кильдина. В этом плане очень интересно осторожно высказанное В. З. Негруца предположение о существовании здесь «предкильдинской» серии (Негруца, 1971, стр. 167). В целом, радиологические данные подтверждают принадлежность большей части кильдинской серии к верхнему рифею, но не дают возможности уточнить корреляцию ее существенно терригенного разреза со стратотипическим разрезом тимурия. Было бы неосторожным считать большую разницу возрастов глауконитов (точнее, древнейших из приведенных значений) из нижних и верхних горизонтов серии доказательством значительного разрыва во времени между соответствующими частями разреза. Однако такую возможность все же следует иметь в виду, особенно учитывая данные В. З. Негруца о самостоятельности цикла осадконакопления, отвечающего пярярвинской свите, и о признаках размыва в ее кровле в наиболее четком разрезе п-ова Среднего.

Радиологические данные дают лишь верхний предел абсолютного возраста волоковой серии. Прорывающие ее диабазы датированы цифрой 600 ± 20 млн лет. По составу пород Ю. Р. Беккер и др. (1970) срав-

нивают волоковую серию с позднеорогенными молассовыми формациями и считают близкой к чурочной и ашинской свитам. Ее сопоставляют также с красным спарагмитом Норвегии в целом (Келлер, Соколов, 1960; и др.) или с вердальским спарагмитом и рингзакским кварцитом (Негруца, 1971). Б. М. Келлер подчеркивал трудность сколько-нибудь детальной корреляции серии Кильдина и Среднего с норвежским спарагмитом. Отсутствие надежных биостратиграфических реперов, а также горизонтов ледниковых отложений, столь характерных для спарагмитовой формации Норвегии, делает эту задачу пока невыполнимой. Мы лишь хотели бы обратить внимание на сходство разрезов кильдинской серии п-ова Среднего с «серией древнейших песчаников» — группой Тана автотона Финмарнена, а волоковой серии — с нижней частью формации Стаппегьодде «группы» Вестертана, залегающей несогласно на тиллитсодержащих толщах этой серии. Без своей средней, тиллитсодержащей части, ограниченной сверху и снизу несогласиями, разрез области Тана весьма напоминал бы разрез кильдинской серии п-ова Среднего — области, расположенной лишь ненамного восточнее и отделенной лишь устьем залива Варангер-фьорд.

В составе верхнего докембрия п-ова Рыбачьего, принадлежащего ко второй структурно-фациальной зоне, выделяют нижнюю эйновскую свиту или серию (Келлер и др., 1963; Негруца, 1971) и верхнюю баргоутную серию (Негруца, 1971). Эйновская серия представлена полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Конгломераты, в валунах и гальках которых присутствуют разнообразные осадочные и вулканогенные породы, а также граниты и гнейсы, слагают нижнюю, большую по мощности часть серии. Верхняя ее часть образована главным образом полимиктовыми песчаниками. Суммарная мощность достигает 2000 м.

Баргоутная серия начинается толщей песчаников, гравелитов и конгломератов, выше в ее составе появляются, а в верхних горизонтах преобладают темные глинистые аспидные сланцы, которым подчинены песчаники, гравелиты и прослои карбонатных пород. С нижней частью эйновской серии В. З. Негруца параллелизует мотовскую свиту, развитую на перешейке, разделяющем полуострова Средний и Рыбачий. Эта толща переслаивания грубых кварцито-песчаников, осадочных брекчий и валунно-галечных конгломератов соединена, по его данным, постепенными фациальными переходами с нижними горизонтами разреза Рыбачьего.

Ранее существовавшие представления о ледниковом генезисе части пород мотовской свиты были опровергнуты Б. М. Келлером и Б. С. Соколовым, установившими сходство ее отложений с «диким флишем».

Существуют различные взгляды на корреляцию серий Рыбачьего с сериями Кильдина и Среднего. В. З. Негруца считает эйновскую серию аналогом волоковой, а баргоутную — самым молодым членом разреза, не имеющим аналога в платформенной зоне.

По более ранним представлениям серии Рыбачьего древнее кильдинской и волоковой серий (Келлер и др., 1963).

Для сланцевой эйновской серии имеется ряд определений абсолютного возраста, дающих большой разброс значений (670—900 млн лет). Анализ этих цифр привел В. З. Негруцу к выводу, что более «молодая» цифра в этом случае ближе соответствует истинному возрасту серии.

В отложениях средней части баргоутной серии описаны проблематические остатки, которые Б. С. Соколов считает возможными отпечатками медузонидов (Негруца, 1971). В ряде свит мурманского гиперборья известны акритархи. Их изучение и дальнейшее исследование водорослевой карбонатной проблематики представит значительный интерес для корреляции разрезов. Для разработки шкалы тимурия на биостратиграфической основе разрезы мурманского гиперборья, как, впрочем, и стра-

тотипические разрезы гиперборей Скандинавии, строения которых мы коснемся ниже, несравненно менее благоприятны, чем разрезы Тимано-Уральской области и чем миогеосинклинальные разрезы некоторых районов Свальбарда.

СВАЛЬБАРД

В пределах Свальбарда — арктической области, включающей архипелаг Шпицберген, острова Эдж, Медвежий и Надежда, верхний рифей входит в состав надсерии Гекла-Хук — мощной толщи осадочных и осадочно-метаморфических пород, образовавшейся в период, предшествующий каледонской складчатости. Гекла-Хук слагает обширные площади на западе и на северо-востоке о. Западный Шпицберген, все свободные ото льда области о. Северо-Восточная Земля и Земли принца Карла и, наконец, южную оконечность о. Медвежий (фиг. 19).

В наиболее полных разрезах, расположенных в северо-восточной части Западного Шпицбергена, Гекла-Хук достигает мощности порядка 20 км. Около двух третей ее падает на доверхнерифейскую часть разреза, 5—6 тыс. м — на верхний рифей, и лишь 1,5—2 тыс. м — на палеозой, включающий палеонтологически охарактеризованные кембрий и ордовик.

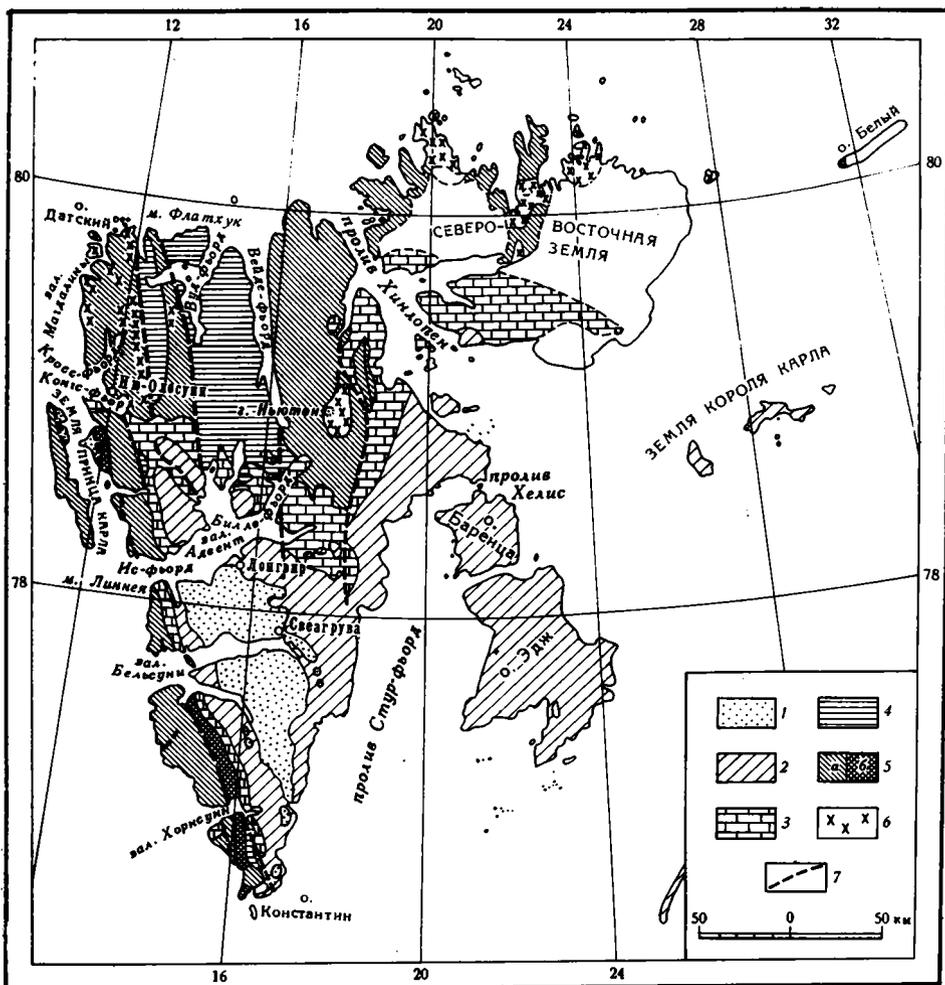
Состав и строение Гекла-Хук освещены в многочисленных работах: наиболее ранними из них являются работы А. Норденшельда (Nordenskjöld, 1863) и К. Бломстренда (Blömstrand, 1864). Современные стратиграфические схемы созданы в результате исследований К. Сендфорда (Sandford, 1926, 1950, 1956), О. Куллинга (Kulling, 1934), А. А. Красильщикова (1965, 1969, 1970) на Северо-Восточной Земле; геологов Кембриджской шпицбергенской экспедиции В. В. Харланда, К. В. Уилсона, М. Б. Бейли (Harland, 1941, 1952, 1959, 1960, 1961; Harland, Wilson, 1956; Bayly, 1957; Wilson, 1958, 1961; Harland a. o., 1966; Wallis, 1969; и др.) — на северо-востоке Западного Шпицбергена; А. Елле, К. Биркенмайера, Х. Меджора, Т. О. Винсна и др. (Major, Winsnes, 1955; Birkenmayer, 1958, 1960; Birkenmayer, Narebskii, 1960; Winsnes, 1965; Hjelle, 1969; — на юге Западного Шпицбергена.

Особенно хорошо изучены области, прилегающие к проливу Хинлопен с запада и с востока — п-ов Нью-Фрисланд, Земля Улафа V и побережье Мурчисон-бей, для которых разработаны очень детальные литолого-стратиграфические схемы.

В ряде зарубежных работ дана предположительная корреляция Гекла-Хук с докембрием и нижним палеозоем Гренландии, Норвегии и Великобритании (Kulling, 1934, 1942; Katz, 1953; Winsnes, 1965; Harland a. o., 1966; и др.). Тиллиты Шпицбергена сопоставлялись с ледниковыми отложениями спарагмитовой формации Норвегии, тиллитами серии Элеонора-бей Западной Гренландии, «валунными слоями» Портаскейг Шотландии (Kulling, 1934, 1942; Koch, 1935; Katz, 1953, 1954, 1961; Holtedal, 1961; Harland a. o., 1966; и др.).

Давно было замечено и неоднократно подчеркнуто сходство «подтилитовых» карбонатных толщ — «доломитов со строматолитами и оолитами» или слоев с *Gymnosolen* — Шпицбергена, Гренландии и севера Норвегии. У. Хольтедал и другие исследователи рассматривали их как единую формацию (Holtedal, 1915, 1953, 1961; Виттенбург, Яковлев, 1922; и др.). Было высказано и предположение о соответствии этих толщ верхней части каратауской серии Урала (Крылов, 1960а; Раабен, 1960).

Низы Средней и верхняя часть Нижней Гекла-Хук сравнивались с кварцевой и глинисто-песчаной сериями формации Элеонора-бей Западной Гренландии, сериями Мойн и Торридон Великобритании, а низы Нижней Гекла-Хук — с группой Туле Восточной Гренландии (Harland a. o., 1966).



Фиг. 19. Геологическая карта Свальбарда (Виннес, 1965)

1 — третичные отложения; 2 — триасовые, юрские и меловые отложения; 3 — каменноугольные и пермские отложения; 4 — девонские отложения; 5 — формация Гекла-Хук (а — докембрийские образования, б — палеозойские образования); 6 — граниты; 7 — разломы

Первая схема корреляции надсерии Гекла-Хук со шкалой докембрия, принятой в СССР, была составлена геологами Комплексной шпицбергенской экспедиции НИИГА, в течение ряда лет проводившей исследования на различных островах архипелага (Красильщиков, 1964, 1965, 1969, 1970; В. Н. Соколов, 1965; Абакумов, 1965). Сотрудникам экспедиции принадлежит и заслуга проведения первых биостратиграфических исследований и палеонтологического обоснования рифея в составе докембрия Гекла-Хук Северо-Восточной Земли (Красильщиков и др., 1965; Голованов, 1967).

Биостратиграфические исследования рифея Шпицбергена были затем продолжены автором настоящей работы совместно с В. Е. Забродиным и В. В. Кирсановым. Особое внимание было уделено опорному разрезу северо-востока Западного Шпицбергена, как наиболее полному на архипелаге. Были дополнительно изучены также разрезы залива Мурчисон-Бей на Северо-Восточной Земле и заливов Хорнсунд и Белсунд на юге Западного Шпицбергена. Результаты, частично опубликованные ранее (Го-

лованов, Раабен, 1967; Раабен, 1967, 1969; Забродин, 1968а, б; Раабен, Забродин, 1969, 1972), вошли в эту работу.

В настоящее время очевидно, что в составе Гекла-Хук очень полно представлены аналоги тимурия стратотипического разреза Урала. Ему соответствует почти весь объем Средней Гекла-Хук, или «группы» Ломфьорд (за исключением самых нижних горизонтов), а также серия Полярисбрен Верхней Гекла-Хук опорного разреза Нью-Фрисланда и Земли Улафа V. На Северо-Восточной Земле к нему целиком относится серия Мурчисон-бей в ее стратотипическом районе, а также формация Свеанор и низы свиты Кап-Снарре, по схеме О. Куллинга, или серии Мурчисон-бей и Готия схемы А. А. Красильщикова. Данные о присутствии в составе серии Мурчисон-бей палеонтологически охарактеризованных аналогов среднего и нижнего рифея (Красильщиков и др., 1965) не подтвердились.

ДОВЕРХНЕРИФЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС НАДСЕРИИ ГЕКЛА-ХУК

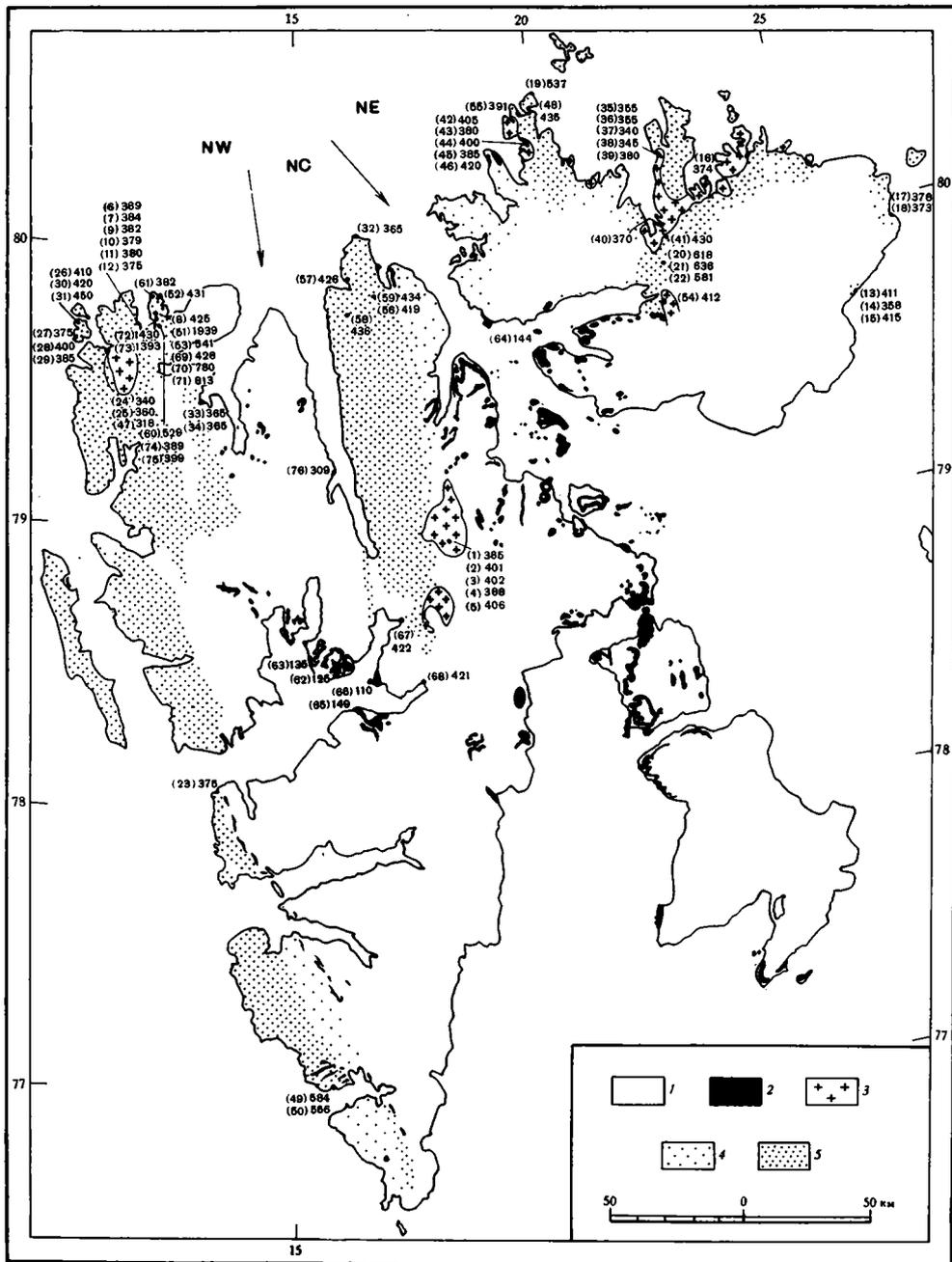
Стратиграфический объем той части Гекла-Хук, которая подстилает верхний рифей, далеко не ясен. Органические остатки предположительно среднерифейского возраста были найдены лишь в небольшой толще пород, непосредственно подстилающей базальные слои верхнего рифея. Изотопные датировки (фиг. 20), в большом количестве опубликованные сейчас для Шпицбергена (Hamilton a. o., 1962; Hamilton, Sandford, 1964; Красильщиков и др., 1964; Красильщиков, 1965; Gayer a. o., 1966), не дают оснований для стратиграфического расчленения Гекла-Хук и установления ее объема. Большая часть цифр, полученных для пород Гекла-Хук Шпицбергена, дает омоложенные возраста порядка 420 млн лет, отражающие метаморфизм, связанный с каледонской складчатостью (Harland a. o., 1966; Gayer a. o., 1966). Восемь определений дали значения от 529 до 536 млн лет, либо отражая минералообразование, связанное с отзвуками байкальской складчатости, либо являясь, как это считает Б. В. Харланд, суммарным эффектом каких-то ранних тектонических событий и каледонской складчатости.

Еще большие цифры были получены для некоторых сильно метаморфизованных пород северо-западного Шпицбергена (Север Земли Гакона VII) — грубозернистых эклогитов, залегающих внутри амфиболитов (калий-аргоновым методом, по омфациту). В литературе обсуждалась возможность истолкования этих цифр как свидетельства древнейшего возраста пород этого региона, которые слагали бы ядро геосинклинального поднятия или выступ «архейского» фундамента. Ни английские, ни советские исследователи не склонны считать, что эти изотопные датировки отражают истинный возраст пород (Красильщиков, 1965, 1969; В. Н. Соколов, 1965; Harland a. o., 1966).

Наиболее древняя (и единственная «дорифейская») цифра — 1939 млн лет — вызывает особенно большие сомнения, ввиду низкого содержания в пробе калия (Gayer a. o., 1966). Две другие цифры — 1340 и 1410 млн лет, — также не считаются надежными; кроме того, неясна стратиграфическая позиция толщи амфиболитов и эклогитов, для которой эти цифры получены. По-видимому, они все же принадлежат древнейшей части разреза, тем более что в хорошо изученных разрезах Нью-Фрисланда амфиболиты приурочены почти исключительно к нижней части Нижней Гекла-Хук.

При отсутствии палеонтологических и надежных радиологических данных, решая вопрос о возрасте низов Гекла-Хук, исследователи вынуждены исходить из общих историко-геологических сопоставлений. Ввиду сложности вопроса о соотношении Шпицбергена с крупными структурами земной коры, это пока не дало однозначных решений.

К отложениям, более древним, чем верхний рифей, целиком относится Нижняя Гекла-Хук — надгруппа Стубендорфбрен северо-восточных рай-



Фиг. 20. Размещение точек взятия проб на абсолютный возраст на Шпицбергене (Gayet a. o., 1966)

1 — области, занятые неметаморфизованными породами или покрытые льдом; 2 — основные слиллы; 3 — кислые интрузивы; 4 — слабо метаморфизованные породы; 5 — метаморфизованные породы

онов Западного Шпицбергена — в составе серий Финландвагген, Хакербрен и Планетафьелла или Моссель (табл. 13). Ее аналогами на северо-западе острова считают серии («группы») Ниссенфьелла, Сигнехамна и Джeneralфьелла (Harland a. o., 1966; Gee, Nielle, 1966) или только две первые из этих серий (Красильщиков, 1969).

Таблица 13

Схема расчленения Нижней Гекла-Хук на северо-востоке Западного Шпицбергена
(Harland a. o., 1966)

| | | |
|--|---------------|--|
| Надгруппа Стубендорфбрен или Нижняя Гекла-Хук | Группа | Формация |
| | Планетафьелла | Вильдадален Флен |
| | Хакербрен | Сорбен Вассфарет Бангенхук Риттерватнет Полхем |
| | Финландвагген | Смутсбрен Эсколабрен |

В южном секторе Западного Шпицбергена (район Хорнсунда) серии Исбьорнхамна, Эймфьеллет и Дейлегга причислены большинством исследователей к Нижней Гекла-Хук. Не исключено, однако, что и часть вышележащих серий, в частности, конгломераты Слингфьеллет, должны параллелизоваться с Нижней Гекла-Хук.

На Северо-Восточной Земле аналоги Нижней Гекла-Хук представлены серией Кап-Ханстен. Сейчас к ним относят также часть гнейсов и амфиболиты восточных районов острова, «амфиболиты Исиспинтен» (Harland a. o., 1966), «гнейсо-гранитовый комплекс» (Красильщиков, 1969). А. Сендфорд считал серию Кап-Ханстен аналогом всей Нижней Гекла-Хук. В гнейсах Северо-Восточной Земли он предполагал архейский «предгеклахукский» фундамент. Основанием являлось представление о якобы несогласном залегании серии Кап-Ханстен на гнейсах (Sandford, 1926, 1950, 1956). Это, в свою очередь, явилось главной предпосылкой концепции о резком отличии Северо-Восточной Земли от западных островов архипелага и о присутствии на ней древнего архейского выступа — края древней эпиархейской платформы Баренция, располагающейся в акватории Баренцева моря.

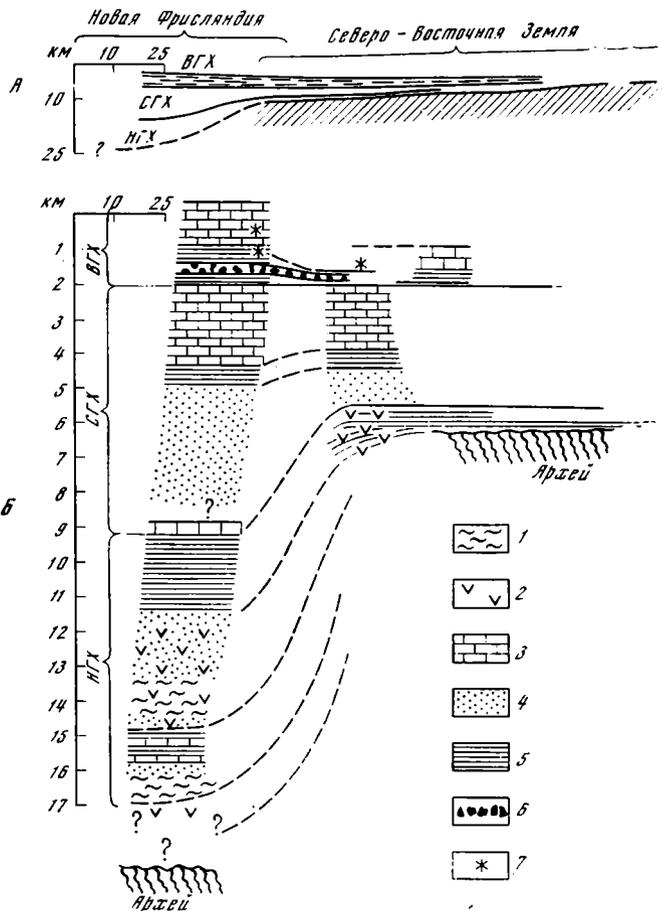
Эта концепция разделялась многими исследователями (Frebald, 1935; Orvin, 1940), в том числе одно время Б. В. Харландом и К. Б. Уилсоном (Harland, Wilson, 1956; Harland, 1959). У нас ее развивали В. В. Белюсов (1954), К. К. Клитин (1960, 1964), М. Ю. Пушаровский (1960, 1963) и другие. Она нашла отражение на тектонических картах Европы, Евразии и Арктики, опубликованных в 60-х годах.

Кроме самого присутствия на Северо-Восточной Земле выступа древнейших, догеклахукских пород, которое казалось бесспорным, в доказательство этой концепции приводилось: а) резкое различие в характере складчатых нарушений Верхней и Средней Гекла-Хук к востоку и к западу от пролива Хинлопен; б) резкое сокращение мощности Нижней Гекла-Хук, а также уменьшение мощности Средней и Верхней Гекла-Хук к востоку от пролива (фиг. 21); в) слабое развитие верхнепалеозойско-мезозойского чехла и более широкое развитие долеритов в восточных районах архипелага (Клитин, 1960; В. Н. Соколов, 1965).

Дальнейшие работы, как это показал В. Н. Соколов (1965), поставили под сомнение или опровергли большую часть этих доказательств. Исследования Т. С. Винсна и А. А. Красильщикова показали, что А. Сендфорд (Sandford, 1950, 1956) неверно интерпретировал соотношения серии Кап-Ханстен с гранито-гнейсами: все описанные им контакты при более углубленном исследовании оказались интрузивными или тектоническими (Winsnes, 1965; Красильщиков, 1965; В. Н. Соколов 1965). Радиологические данные не подтвердили древнего возраста гранитоидов

Фиг. 21. Схема соотношения пород Гекла-Хук Нью-Фрисланда (Западный Шпицберген) и Северо-Восточной Земли (Клитин, 1960)

- А — без искажения масштаба;
 Б — вертикальный масштаб увеличен в 10 раз;
 НГХ — нижняя часть разреза Гекла-Хук;
 СГХ — его средняя часть;
 ВГХ — верхняя часть;
 1 — гнейсы;
 2 — вулканогенные породы, амфиболиты;
 3 — мраморы, известняки, доломиты;
 4 — кварциты, песчаники, гравелиты;
 5 — сланцы;
 6 — тиллиты;
 7 — слои с фауной



Северо-Восточной Земли. Полученные для них цифры лежат в интервале 340—430 млн лет. Большая часть их считается сейчас каледонскими, посткаледонскими или омоложенными каледонским тектогенезом.

Поскольку контакты серии Кап-Ханстен с гранитоидами не соответствуют подошве этой серии, полная мощность последней неизвестна (Winsnes, 1965). Приведенные для нее цифры: более 750 м (Sandford, 1956), 4000 м (Orvin, 1940), 1000—1700 м (Красильщиков, 1969), очевидно, отвечают лишь видимым мощностям. Поэтому вряд ли можно говорить сейчас об их соотношениях с мощностями нижних серий более западных районов. Впрочем, корреляция серии Кап-Ханстен с одной лишь «группой» Планетафьелла (Красильщиков, 1965, 1969; Harland a. o., 1966) практически сняла вопрос о резком сокращении этих горизонтов на востоке. Наиболее высокая из названных выше цифр близка к мощности серии Планетафьелла (4750 м — Harland, Wilson, 1956; 5100 м — Красильщиков, 1969).

Существенно вулканогенный характер отложений серии Кап-Ханстен, представленной кварц-полевошпатовыми порфирами, пирокластическими породами и филлитами, плохо вязался и прежде с представлением о платформенном режиме Северо-Восточной Земли в докембрии.

А. А. Красильщиков (1965, 1969) установил ошибочность представления о резком различии в характере складчатых дислокаций и степени метаморфизма в одновозрастных отложениях Гекла-Хук между Северо-Восточной Землей и прилежащими к ней с запада районами. В. Н. Соко-

лов (1965), который дал очень четкий анализ проблемы тектонического районирования Шпицбергена, подчеркнул несостоятельность представления об уменьшении мощностей пермских, триасовых и верхнемеловых отложений на востоке архипелага и показал, что долеритовые интрузии развиты более или менее одинаково на всей его территории. Мы покажем далее, что и представление о сокращении мощностей Средней Гекла-Хук к востоку от пролива Хинлопен не соответствуют действительности. К. Б. Уилсон еще ранее отмечал, что сокращение происходит на Нью-Фрисланде в направлении с юга на север (Wilson, 1958), а не с запада на восток.

Таким образом, отпало большинство доводов в пользу существования древнего блока или выступа фундамента в структуре Северо-Восточной Земли.

Новые геологические и радиологические данные по-разному интерпретируются различными исследователями при анализе проблемы структуры и геологической истории Шпицбергена. В. Б. Харланд (Harland a. o., 1966) целиком относит Шпицберген к области каледонской геосинклинали, сквозное развитие которой шло, по его представлению, в продолжении всего времени накопления формации Гекла-Хук. По мнению Ю. Я. Лифшица и В. Н. Соколова (Соколов, Лифшиц, 1968), большая часть архипелага является наиболее мобильной частью эпикаледонской платформы, фундаментом которой, однако, может быть гетерогенным. Т. С. Винснес (1968) отрицает наличие архейского блока в большинстве районов, ранее изученных А. Сендфордом, но не исключает возможности его присутствия к востоку от Дуве-фьорда, «где породы почти не изучены», а также к югу от Экстремхукена, близ мыса Изиды (Исиспинтен) и на о. Большой.

А. А. Красильщиков (1969) считает, что в основании каледонской геосинклинали Шпицбергена лежит в различной степени переработанное кристаллическое основание, сложенное толщами, сформировавшимися в дорифейский этап развития этой области, и что восточная окраина архипелага в конце дорифейского времени вошла в состав обширной консолидировавшейся области, которая в дальнейшем выступала как относительно жесткая глыба («Баренцевский массив»). Этот массив занял в схеме А. А. Красильщикова место, на схемах более ранних принадлежавшее тому архейскому блоку, эфемерность которого так блестяще доказали его собственные исследования.

Полагая, что формирование кристаллического основания завершилось примерно одновременно с консолидацией древних платформ, т. е. 1900—1700 млн лет назад, и что метаморфические комплексы Шпицбергена являются в тектоническом отношении аналогами карелид и свекофеннид Балтийского щита, кетилид Гренландии и верхней части льюисского комплекса Британских островов, А. А. Красильщиков датирует их соответственно нижним и средним протерозоем. Толщи Западного Шпицбергена, отнесенные к комплексу кристаллического дорифейского основания — «группы» Финландвегген и Хакербрен — объединены им в единую серию Атомфьелла. Существенную часть ее слагают полевошпатовые гнейсы в сочетании с амфиболитами, слюдяными и гранат-слюдяными сланцами. С ними ассоциируют более редкие кварциты и кристаллические мраморы.

В кровле серии Атомфьелла А. А. Красильщиков предполагает крупное структурное несогласие, поверхность которого завуалирована более поздними тектоническими преобразованиями. Он считает, что этой границе почти всегда соответствует скачкообразное изменение степени метаморфизма. Английские исследователи, напротив, отрицают какие-либо существенные несогласия (major breaks) внутри Гекла-Хук. Изограды метаморфизма, по их данным, косо секут стратиграфические границы внут-

ри непрерывной серии (Harland, Wilson, 1956; Bayly, 1957; Harland, 1959, 1961; Winsnes, 1965; Harland a. o., 1966; Wallis, 1969).

Ввиду недостатка данных о непосредственном контакте серий (Wallis, 1969), вопрос не может пока быть решен однозначно.

Между тем, представление о карельском возрасте нижних серий Гекла-Хук опирается в значительной мере на представление о крупном несогласии, отделяющем от них верхнюю часть разреза. Нам представляется более вероятным рифейский возраст всей Нижней Гекла-Хук. Вряд ли можно предполагать, что и нижнему и среднему рифею, вместе взятым, в разрезе геосинклинали, расположенной в удалении от континентальных массивов, отвечают сравнительно маломощный цикл верхов Нижней Гекла-Хук.

Верхняя часть Нижней Гекла-Хук в опорных разрезах Нью-Фрисланда и Земли Улафа V включает свиты («формации») Флен и Вильдадален, объединяемые в серию Планетафьелла (Harland, Wilson, 1956) или в серию Моссель (Красильщиков, 1969). Нижняя свита Флен сложена преимущественно породами, имеющими облик очковых гнейсов — кварц-биотитовыми, двуслюдяными и гранат-биотитовыми сланцами с «мега-кристами» полевого шпата. Редкие прослои кварцитов и мраморов составляют ничтожную часть свиты (Wallis, 1969). Английские исследователи считают, что по типу пород свита Флен близка к нижней части Нижней Гекла-Хук (Harland a. o., 1966; Wallis, 1969).

Свита Вильдадален представляет собой переслаивание хлорит-биотитовых, гранат-биотитовых и слюдяно-полевошпатовых сланцев, мраморов и кварцитов. Фельдшпатиты с очковой текстурой имеют подчиненное распространение и невыдержаны по простиранию. В верхней части разреза появляются кварц-хлорит-серицитовые сланцы (Wallis, 1969). Эту формацию считают переходной по типу пород к отложениям Средней Гекла-Хук (Harland, Wilson, 1966; Harland a. o., 1966). Согласно ее залегание под карбонатными толщами основания этой серии не вызывает сомнений.

Аналогами серии Планетафьелла в целом считают, как уже указывалось, филлиты и вулканиты серии Кап-Ханстен Северо-Восточной Земли.

На юге Западного Шпицбергена с ней сопоставляют серии Дейлегга, в северо-западном секторе — либо серии Дженерал-фьелла и Сигнежамна (Harland a. o., 1966), либо только последнюю, нижнюю, из этих серий (Красильщиков, 1969). Эти сопоставления являются в значительной степени условными.

А. А. Красильщиков (1969) датирует перечисленные толщи нижним рифеем на основании согласного залегания сланцев и вышележащих карбонатно-терригенных пород, «...в которых обнаружены среднерифейские микрофитолиты». Он подчеркивает условность этой датировки: в самом деле, мы не располагаем ни палеонтологическими, ни радиологическими данными, которые подтверждали бы присутствие аналогов нижнего рифея на Шпицбергене.

К среднему рифею А. А. Красильщиков отнес низы Средней Гекла-Хук в составе свит Хупферпрюнтен и Слингфьеллет района Хорнсунда, свиты Норвик и Флора Северо-Восточной Земли, а в опорном разрезе Нью-Фрисланда — свиты Кортбрен, Кингбрен и Глазгобрен. Часть этих свит должна, безусловно, быть исключена из состава среднего рифея. Это относится прежде всего к свите Кингбрен, содержащей строматолиты и микрофитолиты верхнего рифея, и к вышележащей свите Глазгобрен опорного разреза Нью-Фрисланда. Среднерифейский возраст нижней доломитовой толщи свиты Кортбрен довольно вероятен, так как она переполнена онколитами среднерифейского облика, хотя и сильно перекристаллизованными. Что касается мощной толщи вышележащих кварцитов Кортбрен, то, теоретически рассуждая, можно в равной степени допустить как средне-, так и верхнерифейский их возраст. Представляет-

ся, однако, что эти кварциты тесно связаны с вышележащей верхнерифейской серией и образуют ее базальные слои. Соответственно, в настоящей работе основание верхнего рифея в главном опорном разрезе Нью-Фрисланда проведено по подошве кварцитов Кортбрэн. На Северо-Восточной Земле она проходит, по-видимому, в самом основании серии Мурчисон-бей.

ТИМУРИЙ В СОСТАВЕ ГЕКЛА-ХУК

Верхний рифей на Шпицбергене представлен всеми тремя своими подразделениями. На северо-востоке Западного Шпицбергена к бирьянию принадлежит значительная часть Средней Гекла-Хук — серии Ветеранен и Оксфордбрэн, на о. Северо-Восточная Земля — «группа» Франклинсунд, свиты Флора, Норвик, Раудступ и Сэллод серии Мурчисон-бей. К миньярию относятся серии Груздивбрэн и Сванбергфьеллет Нью-Фрисланда и Земли Улафа V, свита Хуннберг и, вероятно, базальная часть свиты Рюссе западного побережья Северо-Восточной Земли. Вышележащие толщи обоих разрезов до подошвы нижнего кембрия относятся к венду.

Нью-Фрисланд и другие районы северо-востока Западного Шпицбергена

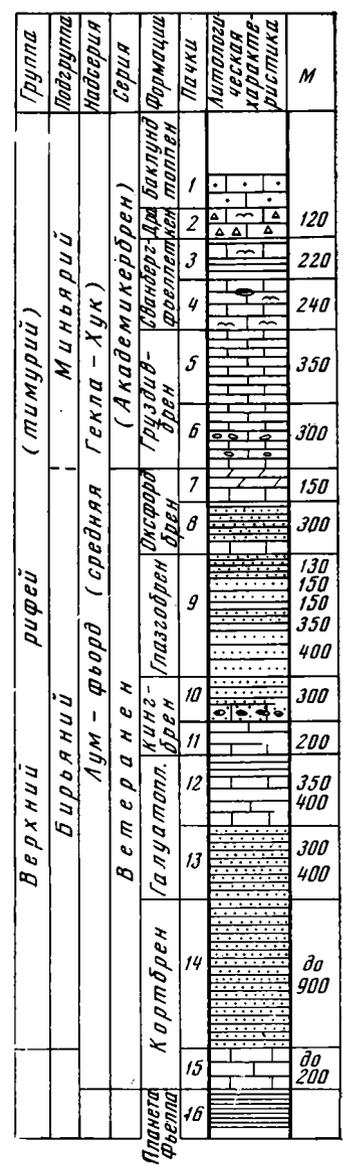
Как уже упоминалось, опорными для Шпицбергена являются разрезы Нью-Фрисланда и Земли Улафа V. В поистине классическом разрезе бухты Факсенвагген, на западном побережье Лом-фьорда Средняя Гекла-Хук залегает почти моноклинально в крутопадающем крыле огромной антиклинальной структуры меридионального простирания. Это позволяет видеть в едином разрезе последовательность толщ верхнего рифея, от его основания — кварцитов Кортбрэн — до нижних горизонтов венда, представленных свитой Дракен и нижней частью свиты Баклундтоппен (фиг. 22). Эти толщи в совокупности образуют сложно построенный осадочный комплекс, во многом напоминающий верхнерифейский комплекс западного склона Урала, но имеющий более отчетливо выраженное дву-членное строение.

Базальные слои верхнего рифея — кварциты Кортбрэн (или нижние кварциты Ветеранен) залегают в разрезе Факсенвагена на известняках Кортбрэн. Последние входят в состав Средней Гекла-Хук, но пластуются совершенно согласно с подстилающей серией Планетафьелла. Вопрос о характере их нижней границы, совпадающей с границей «надгрупп» Штубендорфбрэн и Ломфьорд, неоднократно рассматривался и проверялся картированием на всей территории Нью-Фрисланда и Земли Улафа V. (Harland, Wilson, 1956; Harland, 1959; Harland a. o., 1966; Wallis, 1969; и др.).

Вопрос о характере нижней границы кварцитов Кортбрэн, т. е. нижней границы верхнего рифея, менее ясен; сама эта граница, как правило, плохо обнажена. Очень изменчивая мощность подстилающих известняков позволяет предположить наличие стратиграфического несогласия в основании базальных кварцитов верхнего рифея. Следует, однако, заметить, что, по данным К. Б. Уилсона, карбонатная пачка нигде не выпадает из разреза полностью, хотя местами сокращается до 2 м (Wilson, 1958).

Кварциты Кортбрэн представляют собой, несомненно, мелководные образования. Для них характерна косая и неправильная слоистость, следы высыхания на поверхностях пластов. Они содержат окислы железа в неравномерном, иногда большом количестве. Окраска их прихотливо варьирует от красно-бурой и серо-зеленой до розоватой, светло-желтой и белой.

- 1 — «Оолит Баклундтоппен», известняки серые и темно-серые, часто оолито-видные, содержат *Radiosus polaris*, *Vesicularites lobatus*, *V. bothrydioformis*, *V. concretus*, *V. subinensis* вместе с *Osagia maculata*, *O. porrecta*, *O. pullata*;
- 2 — конгломерат Дракен, известняки и доломиты, часто конгломератовидные, иногда строматолитовые, пачки сланцев и прослои мелкогалечных конгломератов, содержат *R. polaris*, *V. lobatus*, *V. bothrydioformis*, *V. concretus*, *V. subinensis*, *Nubecularites abustus* и строматолиты *Inseria ny-10, 11* — свита Кингбрен:
- 3, 4 — свита (формация) Сванбергфельлет:
- 3 — колленевые слои — светлые строматолитовые доломиты с пачками пестрых сланцев, строматолиты *Gymnosolen (Minjaria) uralicus*,
- 4 — «нижние» известняки и доломиты, в нижней части пластовые стяжения кремней, строматолиты *Conophyton* sp., *Alternella hyperborea*, *Gymnosolen* cf. *ramsayi*, *Tungussia* sp.;
- 5, 6 — свита Груздивбрен:
- 5 — плитчатые известняки с *Osagia maculata*, *O. pullata*, *O. milsteinae*, *Asterospaeroides ruminatus*, *Vesicularites vapolensis*, *V. raabenaе*, *V. elongatus*, *V. enigmatus*, *V. parvus*,
- 6 — серые и желтовато-серые известняки и доломиты с внутриформационными плиточными конгломератами;
- 7 — сланцы Фультмарбергет, пестрые мергели и глинистые сланцы;
- 8 — слои Эппигген, черно-зеленые алевролитовые сланцы, внизу — прослои песчаников и известняков с онколитами *Radiosus aculeatus*, *R. limpidus*, *R. elongatus*, *R. lucidus*, *R. pachyradia-tus*, *R. minjaricus*, *R. fasciculatus*, *Asterospaeroides tubulosus*, *Volvatella svalbardica* и строматолитами *Tungussia enpigeni*;
- 9 — свита Глазгобрен, переслаивание розовых кварцито-песчаников и темных аркозов и алевролитов;
- 10, 11 — свита Кингбрен:
- 10 — кварциты Кевендишригген — розовые кварцито-видные песчаники,
- 11 — известняки Боген, плитчатые известняки с онколитами *Osagia kingbrenensis*, *Radiosus decipiens*, *R. aculeatus*, *R. elongatus*, *R. pachyradia-tus*, пачки песчаников и сланцев;
- 12, 13 — свита Галуатоппен:
- 12 — пестрые доломитовые и алевролитовые сланцы, в верхней пачке — тот же комплекс онколитов, что и в известняках Боген, ниже — строматолиты *Inseria* cf. *tjomusi*,
- 13 — темно-серо-зеленые грубые алевролитовые сланцы;
- 14, 15 — свита Кортбрен:
- 14 — светлые кварцито-песчаники,
- 15 — темно-серые доломиты с крупными онколитами плохой сохранности;
- 16 — полосчатые серо-зеленые сланцы



Фиг. 22. Разрез Средней Гекла-Хук района Лом-фьорда (Нью-Фрисланд)

Первый пласт с верхнерифейскими строматолитами *Inseria* cf. *tjomusi* Krul. встречен в слоях Галуатоппен вышележащей «формации» Кингбрен, в 150 м ниже их кровли, в глинистых доломитах, пачки которых подчинены толще пестрых плитчатых карбонатных сланцев. В верхних метрах слоев Галуатоппен и в вышележащих известняках Боген (Кевендишригген) присутствуют многочисленные микрофитолиты *Radiosus aculeatus* Z. Zhur. и *R. elongatus* Z. Zhur., весьма характерные для верхнерифейского комплекса микрофитолитов Сибири и Урала, *R. pachyradia-tus* Zabr., форма, проходящая в вышележащие горизонты верхнего рифея Шпицбергена, а также *Radiosus decipiens* Zabr. и *Osagia kingbrenensis* Zabr., характерные только для данной пачки.

Вышележащими кварцитами Кавендишригген начинается как бы второй крупный ритм верхнерифейского разреза. Как и кварциты Кортбрен, эта толща представлена красными, розовыми и светлыми, часто косослоистыми песчаниками, изредка — с подчиненными конгломератами. В районе Факсенвагена в них не были найдены органические остатки, но близ южной оконечности Лом-фьорда, на леднике Глинтбрен они содержат пачки строматолитовых известняков. Судя по опубликованному изображению (Wilson, 1958, табл. VI), строматолиты этой толщи также принадлежат к группе *Inseria* Kryl. В состав нижней части второго ритма входят далее кварцитовые толщи Глазгобрен с подчиненными им довольно мощными пачками «граувакк», черно-зеленых полевошпатовых алевролитов и сланцев. Выше последовательность толщ также повторяет в главных чертах строение нижнего ритма. «Верхняя граувакка» Глазгобрен и низы серии Оксфордбрен во многом сходны с низами свиты Галуатоппен. В основании серии Оксфордбрен содержатся маломощные пачки кварцитов и пласт известняков со строматолитами *Tungussia enpiggeni* Raab. и многочисленными микрофитолитами.

Пестрые филлитовидные сланцы и плитчатые глинистые доломиты вышележащей части серии Оксфордбрен напоминают верхние горизонты свиты Галуатоппен.

В деталях строения каждый член ритма имеет свои специфические особенности. Наибольшие различия обнаруживают самые верхние члены ритмов. Свите известняков Боген (Кавендишригген), завершающей нижний ритм, с характерным для нее чередованием карбонатных и терригенных пачек и относительно небольшой мощностью, в какой-то степени соответствуют верхние горизонты серии Оксфордбрен, представленные серо-зелеными алевролитами и песчаниками с подчиненными пачками доломитов. Аналоги мощной, существенно карбонатной толщи серии Академикербрен в нижнем ритме отсутствуют.

Серия Академикербрен представлена почти исключительно известняками и доломитами и богата строматолитами и микрофитолитами, комплекс которых сходен с комплексом верхов каратауской серии стратотипа.

Граница основных биостратиграфических подразделений тимурия — бирьянского и миньярского — проходит в средней части второго ритма, в интервале между слоями Эмпигген и верхней Груздивбрен. Слои Эмпигген содержат вместе со строматолитами *Tungussia enpiggeni* Raab. также микрофитоциты: *Radiosus aculeatus* Z. Zhur., *R. limpidus* Z. Zhur., *R. elongatus* Z. Zhur., *R. lucidus* Zabr., *R. pachyradiatus* Zabr., *R. minjaricus* Zabr., *R. fasciculatus* Zabr., *Asterosphaeroides tubulosus* Zabr., *Volvatella svalbardica* Zabr.

Tungussia enpiggeni по типу текстуры существенно отличается от миньярских форм этой группы и напоминает отчасти *T. sibirica* из нижних горизонтов верхнего рифея Сибири. Состав микрофитоцитов группы *Radiosus*, в свою очередь, сближает слои Эмпигген с нижней частью разреза — здесь повторяются некоторые формы, характерные для известняков Боген. Вместе с тем, как *Tungussia enpiggeni*, так и такие микрофитоциты, как *Asterosphaeroides tubulosus*, *Volvatella svalbardica* и *Radiosus fasciculatus*, свойственны только слоям Эмпигген. Последние, быть может, отвечают горизонтам бирьяния, в стратотипе выпадающим из разреза, или представленным немymi бескарбонатными толщами.

Нижняя часть миньярия, его миньские горизонты, на Шпицбергене палеонтологически не охарактеризованы. Мы условно относим к ним низы серии Груздивбрен. Их аналоги хорошо представлены на о. Медвежий, где содержат представительный миньский комплекс микрофитоцитов и непосредственно подстилают слои, сходные по составу содержащихся в них везикуляритов и озагий с верхней частью серии Груздивбрен. Последняя в типовом разрезе Факсенвагена содержит комплекс микрофитоцитов, характерный для бянкских слоев: *Osagia maculata*

Zabr., *Osagia pullata* Zabr., *O. milsteinae* Zabr., *Vesicularites vapolensis* Zabr., *V. raabenaе* Zabr., *V. elongatus* Zabr., *V. enigmatus* Zabr., *V. parvus* Zabr., *Asterosphaeroides ruminatus* Zabr. Несколько выше, в слоях Сванбергфьеллет, появляется и характерный бьянский комплекс строматолитов. Здесь, последовательно сменяя друг друга в разрезе, прослеживаются слои с *Alternalla hyperboreica* Raab., *Gymnosolen* cf. *ramsayi* Steinm., *Tungussia golovanovi* Raab., *Conophyton milaradoviči* Raab., *Gymnosolen* (*Minjaria*) cf. *uralicus* (Kryl.) и, наконец, *I. ny-frislandica* Raab. (фиг. 23).

Интересно, что свиты, содержащие миньярский комплекс водорослевой проблематики, на Шпицбергене иногда представлены породами, литологически во многом напоминающими миньярий стратотипической области. Здесь широко развиты горизонты с кремнями и присутствуют пачки красных сланцев. Особенно характерны прослойки узорчатых известняков совершенно своеобразного облика, связанные, как и на Урале, со слоями, содержащими бьянский комплекс водорослевой проблематики.

В вышележащих конгломератах Дракен — толще, где наряду с обломочными присутствуют и нормально-осадочные разности известняков и доломитов, появляются первые формы микрофитолитов четвертого комплекса: *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. concretus* Z. Zhur., *V. lobatus* Reitl., *Radiosus polaris* Zabr. Эти формы характерны и для вышележащей части разреза венда Шпицбергена, но в пограничных слоях конгломерата Дракен и «оолита» Баклундтоппен им еще сопутствуют озагии бьянского типа — *Osagia maculata* Zabr., *O. pullata* Zabr., *O. milsteinae* Zabr. и *O. porrecta* Zabr.

Такой характер комплекса микрофитолитов свидетельствует, что в разрезе Шпицбергена между миньярием и вендом нет существенного разрыва во времени, хотя признаки перерывов на этой границе имеются. Представляется, что эти перерывы по масштабу должны быть поставлены в один ряд с другими частными перерывами, следы которых во множестве наблюдаются внутри карбонатной серии Академикербрен в виде прослоев внутриформационных конгломератов серии Груздивбрен, многочисленных пачек красных сланцев в слоях Сванбергфьеллет, прослоев конгломератовидных пород в свите Ваклундтоппен и т. д.

Строение верхней части карбонатной серии Академикербрен и вышележащей серии Полярисбрен наиболее четко устанавливается в разрезе района ледников Полярисбрен и Ослобрен. Здесь хорошо обнажены не только все свиты, входящие в состав венда Шпицбергена, но и граница их с кембрием. Этот разрез в нижней своей части повторяет, а в верхней — надстраивает разрез Факсенвагена (фиг. 24).

Чрезвычайно характерный «оолит» Баклундтоппен содержит тот же комплекс микрофитолитов, что и на Лом-фьорде, а, кроме того, мелкие биогермы *Tungussia*.

Великолепно представленная верхняя часть свиты — «доломит» Баклундтоппен — сложена исключительно массивными строматолитовыми доломитами «рифового» облика. Они содержат *Poludia russa* Raab., а в верхней части — пластовые, сильно перекристаллизованные строматолиты, своеобразная морфология которых прекрасно описана К. Б. Уилсоном (Wilson, 1958). В них встречен также *Conophyton* sp. и микрофитолиты *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *V. lobatus* Reitl., *Radiosus polaris* Zabr., *Nubecularites abustus* Z. Zhur.

В подошве пачки вышележащих черных плитчатых доломитов, держащих выдержанный пласт светлых доломитов с *Voxonia* aff. *gracilis* Kogol., проходит нижняя граница серии Полярисбрен. Нам хотелось бы проводить границу серий не в основании, а в кровле этой пачки: вышележащая часть разреза венда, бедная карбонатными прослоями, часто начинается горизонтом валунных конгломератов. В. В. Кирсанов высказал предположение об их ледниковом происхождении. Они во всяком случае теснее связаны с вышележащим существенно гляциальным комп-

Фиг. 24. Разрез вендских отложений района ледников Ослобрен и Полярисбрен

- 1 — базальные слои кембрия. песчанистые доломиты с *Salterella*, ниже — белые и зеленые кварцевые и кварц-глауконитовые песчаники;
- 2 — 7 — свита (формация) Дракойзен:
- 2 — пестрые сланцы, листоватые и плитчатые,
- 3 — красные, зеленые и пестрые сланцы с прослоями песчаников и песчанистых доломитов,
- 4 — серые доломиты с микрофитолитами *Vesicularites lobatus* и *Nubecularites abustus*,
- 5 — серые и зеленые алевролиты и красные сланцы, тонкие прослои светлых песчаников и песчанистых доломитов,
- 6 — черные листоватые сланцы и мелкозернистые песчаники,
- 7 — красные и серо-зеленые глинистые и карбонатно-глинистые сланцы;
- 8 — 13 — свита (формация) Уилсонбрен:
- 8 — красные плитчатые мергели,
- 9 — полосчатые фарфоровидные доломиты, с поверхности ярко-оранжевые,
- 10 — тиллиты,
- 11 — пересланвание гравелитов и песчаников, конгломератов, песчанистых доломитов,

- 12 — тиллиты,
- 13 — светлые доломиты с микрофитолитами *Vesicularites bothrydioformis*, *V. lobatus*, *Nubecularites abustus*;
- 14 — 16 — свита (формация) Эльбобрен:
- 14 — плитчатые, полосчатые сланцы и алевролиты,
- 15 — валунный конгломерат невыдержанной мощности,
- 16 — черные доломиты с прожилками белого кальцита, в верхней части породы песчанистые, сильно ожелезненные, в нижней части — прослой светлых доломитов с *Boxonia cf. gracilis*;
- 17 — 19 — доломит Баклундтоппен:
- 17 — доломит Дартборд — массивный светлый доломит с сильно перекристаллизованными *Conophyton*, *Tungusida* и другими, неопределимыми, строматолитами,
- 18 — фиолетовые и оливково-зеленые плитчатые сланцы,
- 19 — массивные светлые строматолитовые доломиты с *Poludia cf. russa* и *Boxonia* (?);
- 20 — оолит Баклундтоппен, темно-серые, часто оолитовидные известняки с *Osagia pl. sp.*, *Vesicularites bothrydioformis*, *Radiosus polaris*;
- 21 — конгломератовидные известняки и доломиты

| Сери | Формации | Формации | Литогеохимическая характеристика | М | | |
|-----------------|-----------------------|-------------|----------------------------------|-----------|--|------------|
| Ослобрен | Дракойзен | 1 | | | | |
| | | 2 | | 40-50 | | |
| | | 3 | | 85-90 | | |
| | | 4 | | 7 | | |
| | | 5 | | 35-40 | | |
| | | 6 | | 40 | | |
| | | 7 | | 22 | | |
| | | 8 | | 12 | | |
| | | Полярисбрен | Уилсонбрен | 10 | | |
| | | | | 11 | | 40-50 |
| | | | | 12 | | |
| | | | | 13 | | 15-20 |
| | | | | 14 | | 100 110 |
| Эльбобрен | | 15 | | 70 | | |
| | | 16 | | 30 | | |
| | | 17 | | 75-30 | | |
| | | 18 | | 25 | | |
| Академикердбрен | Доломит-Баклундтоппен | 19 | | 250 | | |
| | | 20 | | 80 350 | | |
| | | 21 | | >100 | | |

лексом, чем с подстилающими породами. Последние близ границы кажутся порой глубоко выветрелыми, что было отмечено и в работах геологов Кембриджской экспедиции (Wilson, Harland, 1964). В толще плитчатых сланцев, залегающих над конгломератами, есть прослой, напоминающие типичные варвы.

Строение вышележащей тиллитовой толщи Вильсонбрен подробно описано в литературе (Wilson, Harland, 1964; Чумаков, 1968). В районе ледников Полярисбрен и Ослобрен тиллиты подстилаются пачкой доломитов с многочисленными микрофитоитами четвертого комплекса: *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *V. lobatus* Reitl., *V. bothrydioformis* (Krasnop.), *V. orbiculatus* Z. Zhur., *Radiosus polaris* Zabr., *Nubecularites*

abustus Z. Zhur., *Volvatella* sp. Пачка прослеживается и на большей части п-ова Нью-Фрисланд, а также на Северо-Восточной Земле, в районе Мурчисон-фьорда. Лишь в северных разрезах Нью-Фрисланда она исчезает, замещаясь севернее Факсенвагена метровым прослоем грубого аркозowego песчаника, а в районе Клуфтдалена — карбонатным конгломератом ничтожной мощности (Wilson, Harland, 1964).

Ледниковый характер отложений свиты Вильсонбрен, залегающих выше этой карбонатной пачки, не вызывает сомнений. Целый комплекс признаков, подробно рассмотренных в работе М. Н. Чумакова (1968), свидетельствует о том, что среди этих отложений можно выделить как образования древних морен, так и мариногляциальные осадки.

Обилие в тиллитах валунов пород из подстилающих толщ, главным образом из «доломита», но также и из «оолита» Баклундтоппен, а реже — и из нижележащих свит, предполагает довольно глубокое выпахивание их ледниками; глубину его оценивают в 500—1000 м (Wilson, Harland, 1964).

В разрезе верхних горизонтов серии Полярисбрен — сланцев Дракойзен, перекрывающих ледниковый комплекс, содержатся отдельные пачки карбонатных пород. Лишь в одной из них найдены микрофитолиты *Vesicularites lobatus* Reitl., и *Nubecularites abustus* Z. Zhur.— типичные формы четвертого комплекса; тиллиты, таким образом, оказываются лежащими внутри разреза венда (Забродин, 1968а; Чумаков, 1968, Раабен, Забродин, 1969).

Упомянутая пачка с микрофитолитами залегает в 120 м ниже пачки кварцевых и кварц-глауконитовых рыхлых песчаников, в основании которой проводится подошва кембрия. Эти песчаники без видимого несогласия, но по резкой границе сменяют пестрые сланцы верхов свиты Дракойзен.

Базальная пачка кембрия не выдержана по строению и мощности, которая колеблется от 15 до 45 м (Gobbet, Wilson, 1960). В некоторых разрезах верхняя часть ее сложена темно-зелеными сланцеватыми глауконитовыми алевролитами, содержащими до 40% глауконита. Непосредственно над пачкой песчаников залегают песчанистые доломиты, из которых описаны массовые *Salterella rugosa*, которые и позволяют датировать низы палеозойского разреза Шпицбергена как нижний кембрий. Палеозойская часть разреза Гекла-Хук включает не только кембрий, но и ордовик, и известна под названием серии Ослобрен.

Серия Ослобрен может рассматриваться как особый цикл в составе Гекла-Хук. По своему строению он резко отличается от двух упомянутых выше верхнерифейских циклов или ритмов слабым развитием нижней терригенной части. Карбонатная часть ритма, напротив, прекрасно развита и имеет ряд черт, сближающих ее с серией Академикербрен. Широко развиты в нижней части слоистые доломиты со своеобразными строматолитами, морфологически резко отличными от верхнерифейских, внутриформационные конгломераты, напоминающие «flacky conglomeratus» серии Груздивбрен, а также горизонты с кремневыми конкрециями; в верхней части они уступают место более массивным доломитам с богатой фауной ордовика.

В районе ледника Ослобрен Верхняя Гекла-Хук с резким угловым несогласием перекрыта каменноугольными отложениями, в основании представленными кульмом с великолепными растительными остатками и залегающими практически горизонтально.

Северо-Восточная Земля

Разрез верхнего рифея Северо-Восточной Земли, развитый на западном ее побережье, в районах, прилежащих к заливу Мурчисон-бей, был первым, а долго и единственным хорошо изученным разрезом верхних,

слабо метаморфизованных горизонтов Гекла-Хук (фиг. 25). Стратиграфия его была разработана О. Куллингом (Kulling, 1934). Здесь же впоследствии были впервые установлены достоверные биостратиграфические аналоги верхнего рифея (Красильщиков и др., 1965; Голованов, Раабен, 1967).

Сейчас, когда исследованы разрезы на Нью-Фрисланде, стало ясно, что в качестве опорного, разрез Мурчисон-фьорда уступает им: в нем не вскрыто основание тимурия, в состав которого целиком входит серия Мурчисон-бей; из-за сложных условий залегания плохо обнажены низы ее карбонатной подсерии. Сравнительно слабо обнажена свита Клакбергбухта, залегающая между тиллитами и базальными песчаниками кембрия.

Тем не менее сходство разрезов верхнего рифея по обоим берегам пролива Хиплопен несомненно. Уже О. Куллинг (Kulling, 1934) узнал в разрезе Лом-фьорда ряд толщ серии Мурчисон-бей, выделенных им в стратотипическом разрезе на северном побережье этого залива. Сходство стало еще более очевидным после детальных работ на северо-востоке Западного Шпицбергена (Wilson, 1958, 1961; Harland, 1959; и др.) и на Северо-Восточной Земле (Красильщиков, 1965, 1969; Flood a. o., 1969).

Все же многочисленные корреляционные схемы Гекла-Хук обоих островов, опубликованные в последние 10—15 лет, довольно сильно разнятся в частности (Major, Winsnes, 1955; Harland, Wilson, 1956; Wilson, 1958; Harland, 1959; Красильщиков, 1965; Harland a. o., 1966; Виннес, 1968; Красильщиков, 1969, 1970; Flood a. o., 1969).

Биостратиграфические исследования позволили сейчас выделить внутри серии Мурчисон-бей несколько горизонтов со специфическими комплексами строматолитов и микрофитолитов, аналогичных тем, что выделяются в опорном разрезе Нью-Фрисланда (Раабен, Забродин, 1969). Такими горизонтами являются:

A. Карбонатная толща с микрофитолитами *Osagia kingbrenensis* Zabr., *Radiosus pachyradiatus* Zabr., *R. aculeatus* Z. Zhur. и др., залегающая на Лом-фьорде в нижней части серии Кингбрен (известняки Боген), а на Северо-Восточной Земле — подстилающая свиту Флора.

B. Горизонт с микрофитолитами *Vesicularites vapolensis* Zabr., *Vesicularites enigmatus* Zabr., *Osagia pullata* Zabr. и др. верхней части серии Груздивбрен — низов свиты Хуннберг.

C. Толща со строматолитами *Alternella hyperboreica* Raab., *Gymnosolen ramsayi* Steinm., *Tungussia golovanovi* Raab., *Conophyton* cf. *miloradoviči* Raab. и др., отвечающая нижней части слоев Сванбергфьеллет и средней части свиты Хуннберг.

D. Горизонт со строматолитами *Poludia russa* Raab. доломитов Баклундтоппен — верхней части свиты Руссе.

E. Горизонт со строматолитами *Voxonia* cf. *gracilis* Kogol. свиты Эльбобрен — свиты Бакаберг.

F. Горизонт с микрофитолитами *Radiosus polaris* Zabr., *Vesicularites bothrydioformis* Красноп., *V. lobatus* Z. Zhur. и др., залегающий в основании тиллитов Уилсонбрен — Сванор (табл. 14).

Эти горизонты, служащие биостратиграфическими реперами, позволяют точнее увязать разрезы обоих островов и сравнить как строение, так и мощности скоррелированных таким образом интервалов. Сравнение убедительно доказывает, что разрезы западного и восточного берегов пролива Хиплопен составляют единое целое.

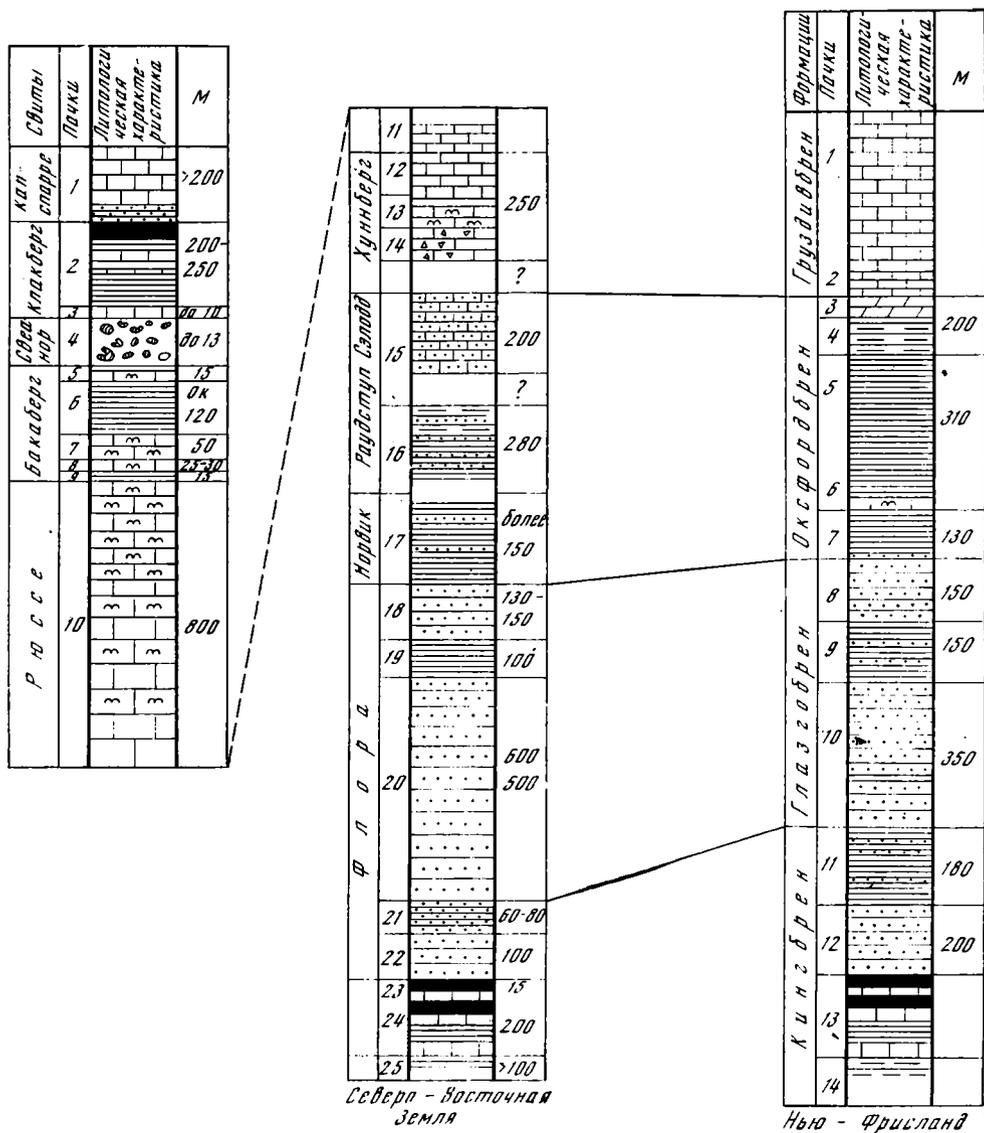
Между тем, еще сейчас удерживается представление о их принадлежности к различным структурно-фациальным зонам. «Разрезы Северо-Восточной Земли и Нью-Фрисланда, — пишет А. А. Красильщиков, — заметно различаются мощностями и внутренним строением отдельных стра-

тиграфических подразделений. Все изменения происходят в узкой зоне, приуроченной к проливу Хинлопен...» (Красильщиков, 1969, стр. 15).

С этим утверждением вряд ли можно согласиться. Опираясь на био-стратиграфические реперы, можно, напротив, утверждать, что все сколько-нибудь хорошо обнаженные интервалы разреза серии Мурчисон-бей обнаруживают даже в деталях строения большое сходство с одновозрастными толщами северо-восточных районов Западного Шпицбергена (см. фиг. 25).

Не подтверждаются и ставшие почти традиционными представления о сокращении мощностей Средней Гекла-Хук на Северо-Восточной Земле.

В известной схеме В. Б. Харланда (Harland, 1959), использованной затем и К. А. Клитиным (1960), сокращение мощностей было отнесено почти целиком за счет нижних горизонтов: серия Ветеранен, как казалось, вчетверо превышала по мощности свои аналоги с Северо-Восточной Земли; видимая мощность свиты Флоры — 630 м — приведенная О. Куллингом (Kulling, 1934), принималась близкой к истинной.



Позднейшие исследования показали, что кварциты свиты Флора не могут считаться самым нижним членом серии Мурчисон-бей. А. А. Красильщиков в процессе исследований на п-ове Оксфорд установил, что их подстикает толща доломитов, сланцев, алевролитов и кварцито-песчаников мощностью до 1200—1300 м. Он включил эти горизонты в состав свиты Флора, рассматривая кварциты стратотипа как ее верхнюю подсвиту мощностью в 500—600 м (Красильщиков, 1965, 1969).

Геологи Норвежского полярного института (Flood а. о., 1969) провели картирование масштаба 1 : 250 000 в ряде районов Северо-Восточной Земли. Ниже свиты Флора, сохраненной в объеме Куллинга, ими выделены три свиты: Кап-лорд, Вестманбухта и Персберг, вместе образующие «группу» Франклинсунд. Введение новых названий для толщ, далеко выходящих за пределы стратотипа свиты Флора, кажется вполне оправданным.

Группа Франклинсунд целиком включена в состав серии («надгруппы») Мурчисон-бей. Нижняя свита Персберг, сложенная темно-серыми кварцито-песчаниками, часто железистыми, местами содержит близ своего видимого основания прослой кварцевых конгломератов. Норвежские геологи полагают, что серия Мурчисон-бей отделена несогласием от подстилающей серии Ботниахалвоя.

Это несогласие, если оно действительно имеет место, располагается на одном стратиграфическом уровне с предполагаемым нами несогласием в подошве кварцитов Кортбрэн Нью-Фрисланда, т. е. в основании верхнего рифея.

Темные кварциты Персберг, основание которых не вскрыто, могут отвечать либо кварцитам Кортбрэн, как это считают норвежские геоло-

Фиг. 25. Разрезы верхнего рифея западной части о. Северо-Восточная Земля и Нью-Фрисланда

Северо-Восточная Земля.

- 1 — низы свиты Кап-Спарре — нижний кембрий, серые и желто-серые доломиты, в основании — пачка кварцевых песчаников;
- 2, 3 — свита Клакберг:
 - 2 — серые алевролиты и сланцы с прослоями доломитов, вверху — пестрые сланцы,
 - 3 — желтые доломиты;
 - 4 — свита Свеанор — тиллиты;
 - 5 — 7 — свита Бакаберг (верхний Рюссе):
 - 5 — серые доломиты с микрофитолитами *Vesicularites lobatus*, *Radiosus polaris*, *Osagia svalbardica*,
 - 6 — серые и темно-серые алевролиты и сланцы.
- 7 — светлые доломиты с *Boxonia grumulosa*, ниже — черные плитчатые доломиты с прожилками белого кальцита;
- 8 — 11 — свита Рюссе (нижний Рюссе):
 - 8 — массивные серо-желтые доломиты, в основании брекчиевидные,
 - 9 — пестрые глинистые сланцы,
 - 10 — массивные серо-желтые доломиты со строматолитами *Poludia russa*,
 - 11 — темно-серые и желто-серые доломиты;
- 12 — 14 — свита Хуннберг:
 - 12 — серые плитчатые доломиты с микрофитолитами *Vesicularites vapolensis*, *V. raabenaе*, *V. enigmatus*,
 - 13 — строматолитовые доломиты с *Conophyton* cf. *miloradovici*, *Inseria djejimi*, *Gymnosolen munchisonianus*, *Tungussia golovanovi*, *Alternella hyperboreica*,
 - 14 — черные плитчатые доломиты с микрофитолитами *V. vapolensis*, *V. raabenaе*,

O. maculata, лилово-серые и светлые конгломератовидные доломиты;

- 15 — свита Селодд — песчаные известняки и доломиты с прослоями алевроитовых сланцев;
- 16 — свита Раудступ — красные и зеленые глинистые и алевроитовые сланцы;
- 17 — свита Норвик — черно-зеленые и серые, в основании — ржаво-бурые алевролиты, песчаники и сланцы;
- 18 — 23 — свита Флора:
 - 18 — розовые и белые кварцито-песчаники,
 - 19 — темно-серо-зеленые алевроитовые сланцы с пачками песчаников,
 - 20 — серо-желтые и темно-красные массивные кварцито-песчаники,
 - 21 — темно-серо-зеленые плитчатые алевролиты с пачками светлых кварцито-песчаников.
- 22 — светлые и малиново-красные плитчатые кварцито-песчаники с косою слоистостью, пропластки и чешуйки красных сланцев, следы высыхания на поверхности слоев.
- 23 — переслаивание красных и зеленых сланцев, светлых песчаников и доломитов;
- 24 — аналоги известняков Бюген — темно-серые доломиты с микрофитолитами *Radiosus elongatus*, *R. aculeatus*, *Osagia kingbrenensis* и черные плитчатые сланцы и алевролиты;
- 25 — аналоги слоев Галуатоппен — пестрые глинисто-карбонатные и глинисто-алевроитовые сланцы.

Нижняя часть разреза Средней Гекла-Хук Нью-Фрисланда. Состав свит см. на фиг. 22

ги, либо несколько более высоким слоям серии Ветеранен; близкая по мощности и литологически сходная с ними пачка описана К. Б. Уилсоном в базальной части слоев Галуатоппен.

Свиты Вестерман-бухта и Кап-Лорд по описанию близко напоминают слои Галуатоппен, а верхняя пачка свиты Кап-Лорд, прекрасно обнаженная под кварцитами Флора на Мурчисон-Фьорде, по нашим наблюдениям, идентична известнякам Боген и содержит тот же комплекс микрофитолитов. Кровля «группы» Франклиндсунд совпадает, таким образом, с кровлей этого подразделения, а подошва свиты Флора — с основанием кварцитов Кавендишригген опорного разреза Нью-Фрисланда.

Видимая мощность «группы» Франклиндсунд составляет 1900—2000 м (Flood a. o., 1969), т. е. примерно равна суммарной мощности известняков Боген, слоев Галуатоппен и кварцитов Кортбрен. Полная мощность нижних горизонтов верхнего рифея на Северо-Восточной Земле, таким образом, оказывается не только не меньшей, чем на Нью-Фрисланде, но, вероятно, даже несколько большей.

Мощность свиты Флора ранее также была занижена из-за неверного представления об условиях ее залегания в стратотипическом разрезе. О. Куллинг, а затем и А. А. Красильщиков расценивали структуру горы Флора как выжатую асимметричную веерообразную антиклиналь. Разрез свиты Флора изображался сдвоенным в центральной части этой складки.

Во время полевых исследований мы убедились, что в действительности свита Флора в стратотипе слагает крутое восточное крыло большой антиклинальной складки, в котором обнажена полностью, от подошвы до кровли. На западе хорошо обнажен ее контакт с вышележащей свитой Норвик, слагающей узкую синклинали. На востоке свиту Флора подстилает карбонатно-терригенная толща с микрофитолитами — полный аналог известняков Боген; ниже залегают пестрые сланцы, сходные с породами верхних горизонтов свиты Галуатоппен (обе толщи принадлежат к свите Кап-Лорд).

О. Куллинг и А. А. Красильщиков ошибочно принимали аналоги известняков Боген за фациально измененную свиту Норвик, а подстилающие сланцы — за пестроцветную свиту Раудстун. Залегание тех и других рисовалось запрокинутым в восточном крыле упомянутой ранее выжатой асимметричной антиклинали.

Разрез самой свиты Флора обнаруживает чередование трех толщ розовых кварцитов с черно-зелеными алевролитовыми пачками, в точности повторяя разрез Лом-Фьорда в интервале от подошвы кварцитов Ковендишригген до кровли верхних кварцитов Глазгобрен (см. фиг. 25).

Мощность свиты Флора в стратотипе, по нашим наблюдениям, около 1100 м. Авторы новой карты (Flood a. o., 1969), данные которых о залегании свиты совпадают с нашими, привели цифру 1260 м, т. е. прямо удвоили цифру О. Куллинга. В разрезе Лом-Фьорда кварциты Кавендишригген и свита Глазгобрен (без верхней граувакки) имеют близкую, вернее несколько меньшую мощность: как и К. Б. Уилсон (Wilson, 1958), мы оцениваем ее примерно в 1000 м.

Приведенные данные заставляют решительно отказаться от представления о сокращении мощности нижних горизонтов верхнего рифея к востоку от пролива Хиплопен.

Не подтверждается и сокращение на Северо-Восточной Земле мощностей более высоких его горизонтов. Сравнение разрезов Нью-Фрисланда и Северо-Восточной Земли в интервале от кровли кварцитов Глазгобрен — Флора до подошвы карбонатной серии Академикербрен и ее аналогов не обнаруживает ни существенной разницы в строении, ни заметного изменения мощностей (см. фиг. 25). Свиты Норвик, Раудстун и Сэллод серии Мурчисон-Бей, представленные по преимуществу разнообразными сланцами и алевролитами, были вычленены О. Куллингом и на

Лом-фьорде, в бухте Факсенваген. К. Б. Уилсон прокоррелировал их непосредственно в этом разрезе с подразделениями шкалы Кембриджской экспедиции. Он сопоставил верхнюю граувакку Глазгобрен и низы слоев Энпигген со свитой Норвик, пестрые сланцы Фульмарбергет — со свитой Раудстун, а верхнюю часть серии Оксфордбрен, представленную зеленоватыми алевролитами и сланцами с прослоями доломитов, — со свитой Сэлодд. Расхождение в объемах сопоставленных подразделений ничтожны и относятся к пограничным пачкам.

Близкая схема сопоставления была принята и геологами НИИГА (Красильщиков и др., 1965).

При знакомстве с обоими районами можно уверенно утверждать, что такое сопоставление является несравненно более удачным, чем корреляция свиты Норвик — с кварцитами Кавендишригген и Глазгобрен, свиты Раудстун — с серией Оксфордбрен в целом, а свиты Сэлодд — с серией Груздивбрен и слоями Сванбергфьеллет (Красильщиков, 1969). Как сравнительно-литологические, так и биостратиграфические данные противоречат последнему варианту корреляции.

Суммарная мощность свит Норвик, Раудстун и Сэлодд по различным источникам составляет 830—1050 м (Kulling, 1934), 700—730 м (Красильщиков, 1969) или около 800 м (Flood a. o., 1969). Для серии Оксфордбрен Уилсон привел среднюю цифру — 650 м; вместе с мощностью верхней граувакки Глазгобрен это составляет не более 750—800 м для всего интервала. В разрезе бухты Факсенваген эта мощность, замеренная в прекрасных обнажениях, составляет всего 670 м, т. е. является даже несколько меньшей, чем минимальная цифра, приведенная для Северо-Восточной Земли.

Таким образом, для разреза всей существенно терригенной нижней части верхнего рифея не устанавливается сокращения мощностей к востоку от пролива Хиплопен.

Равно не происходит и сокращения верхних карбонатных толщ Средней Гекла-Хук с запада на восток, хотя мощности некоторых разрезов серии Академикербрен Нью-Фрисланда и особенно Земли Улафа V намного превышают мощности своих аналогов в разрезе Мурчисон-фьорда. Дело в том, что на Западном Шпицбергене установлено закономерное уменьшение мощностей всех подразделений этой серии в направлении с юго-юго-востока на северо-северо-запад. К. Б. Уилсон, подробно осветивший этот вопрос (табл. 15), показал, что от южной границы полосы своего развития — от ледников Академикербрен и Груздивбрен — мощности постепенно снижаются к заливу Лом-фьорд и далее к северу; они являются минимальными у Клуфтдалена и горы Гекла-Хук (Wilson, 1961). Поэтому неверно было бы считать довольно заметную разницу в мощности карбонатных толщ южных разрезов Нью-Фрисланда и Земли Улафа V и их аналогов на побережье Мурчисон-бей доказательством резкого перепада мощностей вкострости простирания структур залива Хинлопен. В разрезах Клуфтдалена, расположенного почти на одной широте с заливом Мурчисон, такой разницы не устанавливается.

Суммарная мощность серии Академикербрен здесь почти вдвое меньше, чем в крайних южных разрезах. Она составляет по минимальным подсчетам 885 м, а по максимальным — 1385 м (Wilson, 1961). В районе Мурчисон-фьорда она оценивается, примерно, теми же цифрами — от 850 до 1400 м (Kulling, 1934; Wilson, 1961; Красильщиков, 1965, 1969). Разница в оценках получается за счет нижней части разреза, плохо поддающейся точным замерам как в том, так и в другом районе из-за условий залегания. Это не позволяет установить точного соотношения мощностей свиты Хуннберг Северо-Восточной Земли с ее аналогами — серией Груздивбрен и низами слоев Сванбергфьеллет Клуфтдалена. По-видимому, они измеряются близкими цифрами. Минимальные цифры, соответственно 250—350 м (Красильщиков, 1969; Flood a. o., 1969)

Таблица 15

Изменение мощностей серии Академикербрен с севера на юг в пределах Нью-Фрисланда и Земли Улафа V

(по данным К. Б. Уилсона, 1958 г., в м)

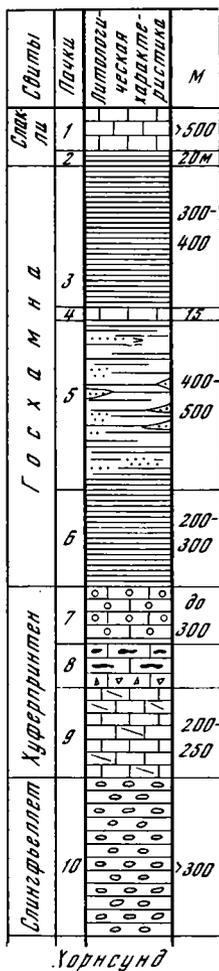
| | Клуфтдален | Северо-запад Лом-фьорда | Юг Лом-фьорда | Академикербрен |
|-------------------------------------|------------|-------------------------|---------------|----------------|
| Доломит Баклундтоппен | 150 | 300 | 300 | 300 |
| Оолит Баклундтоппен | 210 | 375 | 350 | 350 |
| Конгломерат Дракен | 25 | 160 | 215 | 300 |
| Верхняя часть слоев Свенбергфьеллет | 55 | 220 | 150 | 345 |
| Нижняя часть слоев Свенбергфьеллет | 45 | 130 | 200 | 280 |
| Верхний Груздивбрен | 400? | 440 | 400 | 465 |
| Нижний Груздивбрен | 200 | 350 | 400 | 400 |

и 445 м (Wilson, 1961), отвечают замеренной видимой мощности хорошо обнаженной части разрезов каждого из районов. Оценки полной мощности колеблются для Северо-Западной Земли в пределах от 500 до 800 м (Kulling, 1934; Floob a. o., 1969), а для Клуфтдалена — от 650 до 950 м. Последняя цифра расценивается как наименее вероятная (Wilson, 1961). Не исключено, что в разрезе Северо-Восточной Земли, расположенном севернее, чем разрез Клуфтдалена, эти горизонты, следуя общей закономерности, установленной К. Б. Уилсоном, несколько сокращаются в мощности. Однако, во всяком случае, резкого перепада мощностей не происходит.

Мощность доломитов свиты Рюссе (нижней Рюссе), впрочем, не только не меньше, но по всем данным даже несколько больше, чем суммарная мощность верхней части слоев Свенбергфьеллет, конгломерата Дракен и свиты Баклундтоппен Клуфтдалена; она, примерно, равна их мощности на севере Лом-фьорда (Kulling, 1934; Wilson, 1961; Красильщиков, 1969). Изопахиты, построенные для этих горизонтов, имели бы восток-северо-восточное направление, секущее почти под прямым углом простирание осей структур пролива Хиплопен, а также направление гипотетического глубинного разлома, по которому на многих тектонических картах проведена граница еще более гипотетической древней платформы Баренция.

Анализ разрезов верхнего рифея Шпицбергена ни в коей мере не подтверждает существования этой платформы, свидетельствуя, напротив, о единстве развития как Северо-Восточной Земли, так и сопредельной части Западного Шпицбергена.

В разрезах Нью-Фрисланда и прилежащих к нему районов Западного Шпицбергена и Северо-Восточной Земли мы имеем лучший, наиболее полно представленный аналог верхнего рифея за пределами СССР. Сообщества строматолитов и микрофитолитов, не будучи совершенно тождественными, обнаруживают значительное сходство, позволяя различать на Шпицбергене аналоги как нижнего, так и верхнего тимурия, а также миньярия и венда. Что касается более детальных сопоставлений, то исследования в этом направлении, несомненно, предстоит продолжить. Как мы уже отмечали, групповой, а тем более надгрупповой состав строматолитов не позволяет осуществлять такие сопоставления в



Залив Хорнсунд.

1, 2 — свита Слакли:

1 — известняки и доломиты,

2 — темные алевролиты и сланцы с *Olenellus svalbardensis* Kielan и *Nevadella* sp.;

3 — 6 — свита Госхамна:

3 — темно-серые и серо-зеленые филлитовидные сланцы,

4 — серые слоистые доломиты,

5 — темно-серые и черные сланцы с пачками алевролитов, линзами песчаников и песчанистых доломитов,

6 — черные, темно-вишневые и серо-зеленые мягкие листоватые сланцы;

7 — 9 — свита Хуферпринтен:

7 — доломиты с микрофолитами *Osagia tenuilommellata*,

8 — брекчиевидные доломиты и доломиты с горизонтами кремней,

9 — мраморы желтые и розовые;

10 — свита Слингфеллет — конгломераты с галькой мраморов, кварцитов и гранитоидов в цементе из зеленых хлоритовых сланцев.

Залив Белсунд.

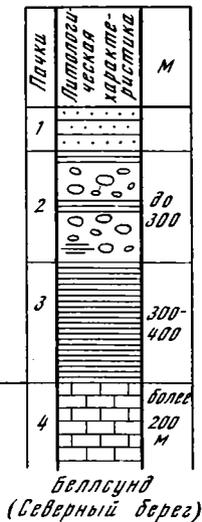
1 — карбон, песчаники с растительными остатками;

2, 3 — свита Госхамна (?);

2 — тиллитовидные, сильно рассланцованные породы, валуны доломитов, кварцитов, гранитов и гнейсовидных пород, разбросанные среди темно-серых, с поверхности ярко-оранжевых и ржаво-бурых, грубых, глинисто-алевролитовых сланцев,

3 — темно-серые и зеленовато-серые глинистые филлитовидные сланцы;

4 — свита Хуферпринтен (?) — серые и светло-серые неправильно слоистые кристаллические доломиты, в отдельных прослоях брекчиевидные



Фиг. 26. Разрезы верхней части Гекла-Хук на юго-западе о. Западный Шпицберген

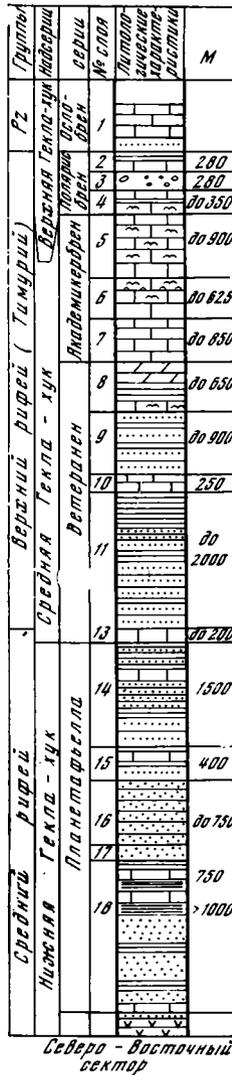
межрегиональном масштабе. Заметим здесь, что карбонатные серии верхней подгруппы тимурия на Шпицбергене, построенные сложнее, чем на Урале, не обнаруживают четкой внутренней ритмичности и связанной с ней закономерной смены надгруппового состава строматолитов.

Наблюдаемое неоднократное чередование форм, принадлежащих к различным надгруппам, позволяет надеяться, что здесь удастся обнаружить дополнительные общие с Уралом формальные виды различных надгрупп, которые можно будет использовать как реперы при более детальной корреляции, а также и новые виды, характеризующие отдельные горизонты в промежутках между этими реперами. Особый интерес представило бы детальное изучение строматолитов венда Шпицбергена, гораздо более богатого столбчатыми формами, чем венд Урало-Тиманской области.

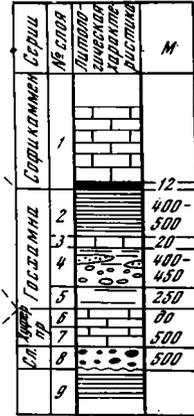
В разрезах других районов Шпицбергена биостратиграфические аналоги тимурия не установлены. Наиболее детально изученный сектор южной части Западного Шпицбергена (Orvin, 1940; Major, Winsnes, 1955; Virkenmaier, 1958, 1959, 1960; Красильщиков, 1969) по строению разреза Гекла-Хук существенно отличается от области развития опорных разрезов (фиг. 26, 27). Аналоги Средней Гекла-Хук кажутся здесь со-

Северо-восточный сектор.

- 1 — свита (формация) Токкомане (нижний кембрий) в основании—глауконитовые песчаники, выше известняки с *Salterella*;
- 2 — свита (формация) Дракойзен, глинистые пестрые сланцы с прослоями песчаников и доломитов;
- 3 — свита (формация) Вильсонбрен, тиллиты;
- 4 — свита (формация) Эльдобрен, ленточные глинисто-алевролитовые сланцы, в подошве и кровле — доломиты;
- 5 — свита (формация) Баклундтоппен, доломиты и известняки со строматолитами и онколитами, в основании местами конгломераты Дракен;
- 6 — свита (формация) Сванбергфьеллет, строматолитовые известняки и доломиты;
- 7 — свита (формация) Груздиабрен, известняки и доломиты с микрофитолитами;
- 8 — свита (формация) Оксфордбрен, сланцы с пачками карбонатных пород в основании и кровле;
- 9 — свита (формация) Глазгобрен и кварцит Кавендишригген, чередование светлых кварцитовидных песчаников и темных аркозовых алевролитов;
- 10 — известняк Боген;
- 11 — слой Галуатоппен, пестрые сланцы, в верхней части — доломитовые, ниже — алевролитовые;
- 12 — кварциты Кортбрен;
- 13 — известняки Кортбрен с микрофитолитами;
- 14 — подсвита Розенфьелла, тонкослоистые глинисто-алевролитовые породы, превращенные в полосчатые кварц-серицит-хлоритовые или слюдяно-кварцевые полосчатые сланцы и микрокварциты, часто содержат гранат, цвет пород преимущественно темный, в нижней части — несколько горизонтов, обогащенных крупными зернами полевого шпата, в верхней части — маломощные пачки доломитов;
- 15 — подсвита (mbr.) Албрен, пестрые и красные массивные кварциты, метаморфизованные тонкослоистые алевроито-глинистые породы, превращенные в слюдяно-кварцитовые полосчатые сланцы, мраморы;



Северо-восточный сектор



Южный сектор

- 16 — подсвита (mbr.) Алригген, глинисто-алевролитовые породы, превращенные в полосчатые кварц-слюдяные сланцы и микрокварциты, ряд горизонтов содержит крупные зерна полевых шпатов;
- 17 — кварциты и полевошпатовые метаморфизованные псаммиты с пачками мраморов;
- 18 — свита (формация) Флэн, метаморфизованные псаммиты, нередко гнейсовидные, с множеством крупных зерен полевого шпата, часто встречается гранат, несколько маломощных пачек мраморов.

- 1 — свита Слакли, известняки, доломиты, внизу — черные сланцы с трилобитами;
- 2 — 5 — свита Гохамна: 2 — филлитовидные сланцы, 3 — доломиты, 4 — сланцы с линзами песчаников и доломитов, 5 — пестрые мягкие сланцы;
- 6, 7 — свита Хуферпринтен: 6 — доломиты с микрофитолитами, 7 — мраморы;
- 8 — конгломерат Слингфьеллет;
- 9 — метаморфические сланцы

Фиг. 27. Сводные разрезы верхней части надсерии Гекла-Хук о. Западный Шпицберген

крашенными по мощности, а на границе их с подстилающими толщами проходит резкое несогласие. Основание разреза слагает толща своеобразных конгломератов Слингфьеллет. Залегающая выше карбонатная серия Хуферпринтен обычно параллелизуется с серией Академикербрен.

Есть некоторые основания сомневаться в такой параллелизации. Известняки верхней части этой толщи в районе Хорнсунда содержат в массовом количестве *Osagia tennilamellata* Reitl., определенную В. Е. Забродиным по сборам автора. Других определенных органических остатков в серии Хуферпринтен не найдено, хотя некоторые ее горизонты содержат сильно перекристаллизованные пластовые строматолиты.

Osagia tennilamellata — одна из форм, которые считаются руководящими для среднего рифея. Однако ввиду того, что другие формы второго комплекса в разрезе толщи Хуферпринтен пока не найдены, мы не считаем возможным однозначно решить вопрос о возрасте этой толщи.

Вышележащая серия Госхамиа параллелизуется с тиллитсодержащей серией Полярисбрен; она содержит в районах к северу и югу от Хорнсунда, в частности на Беллсунде, прослойки тиллитовых конгломератов. Ограничивающая ее сверху серия Слакки содержит в основании лачку черных сланцев с трилобитами низов нижнего кембрия *Olenellus svalbardensis* Kielan и *Nevadella* sp. (Kielan, 1960).

Вне зависимости от того, как решится вопрос о возрасте карбонатной серии Хуферпринтен, разрез верхней части Гекла-Хук юго-западного сектора кажется резко сокращенным по мощности и принадлежащим к иной зоне, чем опорные разрезы северо-востока Шпицбергена.

Остров Медвежий

Биостратиграфически охарактеризованный тимурий устанавливается в пределах Свальберда также на о. Медвежий. Дислоцированные слои нижнего палеозоя и докембрия, залегающие под несогласно перекрывающим их девоном, издавна выделялись здесь как формация Гекла-Хук. Мощность обнаженных горизонтов не превышает 1250 м (Winsnes a. o., 1960). В их составе выделяют снизу вверх: 1) древний доломит; 2) кварцито-сланцевую толщу; 3) молодой доломит; 4) известняки с *Tetradium*.

Древний доломит, в котором отмечались находки *Gymnosolen* (Виттенбург, Яковлев, 1922), относится к докембрию, кварцито-сланцевую толщу — условно к нижнему кембрию, а отделенные от них угловым несогласием верхние карбонатные толщи — к ордовику (Horn, Orvin, 1928; Winsnes a. o., 1960).

Древний доломит, выходящий в выколотых блоках на восточном берегу о. Медвежьего, в районе Русской речки и бухт Руссахамна и Серхамна, представлен серыми слоистыми и массивными доломитами, общей мощностью около 400 м.

Проведенные автором совместно с В. В. Кирсановым кратковременные исследования показали, что внутри этой толщи отдельные прослои переполнены микрофитолитами хорошей сохранности; повторить находки *Gymnosolen*, к сожалению, не удалось, и из строматолитов были найдены лишь пластовые формы с перекристаллизованной текстурой слоев.

Среди микрофитоцитов В. Е. Забродин определил *Radiosus elongatus* Z. Zhur., *R. aculeatus* Z. Zhur., *Osagia crospa* Z. Zhur., приуроченные к нижней части древнего доломита, и *Osagia* aff. *maculata* Zabr., *Vesicularites vapolensis* Zabr., *V. elongatus* Zabr., *V. enigmatus* Zabr., *V. parvus* Zabr., распространенные в верхних горизонтах этой свиты. Эти комплексы близки к комплексам соответственно миньского и бьянжского подразделов стратотипа. Верхний из них находит полного аналога в комплексе верхних горизонтов серии Груздивбрен Западного Шпицбергена и подстроматолитовых слоев свиты Хуннберг Северо-Восточной Земли.

В древнем доломите формации Гекла-Хук о. Медвежьего миньярий представлен, таким образом, как нижним, так и верхним подразделами. Это дополняет разрез Гукла-Хук Свальбарда и дает основание утверждать, что все известные нам биостратиграфические единицы стратотила верхнего рифея выдерживаются в пределах этой арктической области.

ВОСТОЧНАЯ ГРЕНЛАНДИЯ

Разрез верхнего докембрия, поразительно напоминающий разрез северо-восточного сектора Свальбарда, характеризует ту часть Восточной Гренландии, которую обычно называют ее каледонским складчатым поясом (фиг. 28; Koch, 1929, 1935; Teichart, 1933; Katz, 1952, 1954, 1961; Wenk, 1961; Бертельсон, Нью-Нюгард, 1968; и др.).

Слабо метаморфизованные мощные толщи восточноренландского верхнего докембрия после работ Л. Коха (Koch, 1929; и др.) объединяются в серию Элеонора-бей. Именно ее разрез был предложен Л. Кохом в качестве стратотипа гренландия. В составе серии, мощность которой достигает 12 600 м, в настоящее время выделяют, снизу вверх, свиты (формации) Алп-фьорд, Агардсбьорг, Брогетдаль, Ноккефоссен и Маркебьорг (Кац, 1964). Стратотипы большинства свит располагаются не на заливе Элеонора-бей, а в районе Геолог-фьорда, где развиты наиболее полные разрезы серии. Этот залив, входящий в систему Франц-Иосиф-фьорда, пересекает в направлении с северо-запада на юго-восток полосу верхнего докембрия, тянущуюся в меридиональном направлении от залива Скросби до о. Элла (фиг. 29).

Основание серии плохо обнажено в районе фьордов. Оно наблюдалось в южной части названной полосы, на Земле Гаазе (Госе), западнее залива Скросби (Wenk, 1961; Harland, 1968; Бертельсон, Нью-Нюгард, 1968). Здесь на древнем кристаллическом фундаменте, для пород которого был определен возраст 1890 млн лет (Haller, Kulp, 1962), с угловым несогласием и глубоким размывом залегает толща грубообломочных пород формации Гнейссо. Генезис ее считают ледниковым, и формацию обычно называют «тиллитом Гнейссо» (Harland, 1968).

Тиллит Гнейссо выполняется впадины поверхности кристаллического фундамента. Мощность его колеблется от 0 до нескольких десятков метров. На нем или непосредственно на породах фундамента залегает толща филлитов, зеленых сланцев и мраморов. Ее параллелизуют со свитой Алп-фьорд более полных разрезов (Harland, 1968; Бертельсон, Нью-Нюгард, 1968), но считают, что часть ее отложений может быть древнее низов разреза свиты, представленного в районе фьордов.

Свита Алп-фьорд образована в нижней части толщей переслаивания темных кварцитов и аргиллитов, мощность которой превышает 5000 м. В деталях ее строение не изучено из-за условий обнаженности, а также из-за неравномерно наложенного метаморфизма ее пород. Стратиграфия верхней части свиты, а равно и вышележащих свит докембрия описана с большой детальностью К. Р. Кацем (Katz, 1952, 1954, 1961; и др.).

Над нижней нерасчлененной толщей кварцитов и аргиллитов в разрезе свиты Алп-фьорд залегает пачка серых и черных, отчасти кремнистых известняков с прослоями кварцитов, мощностью до 200 м.

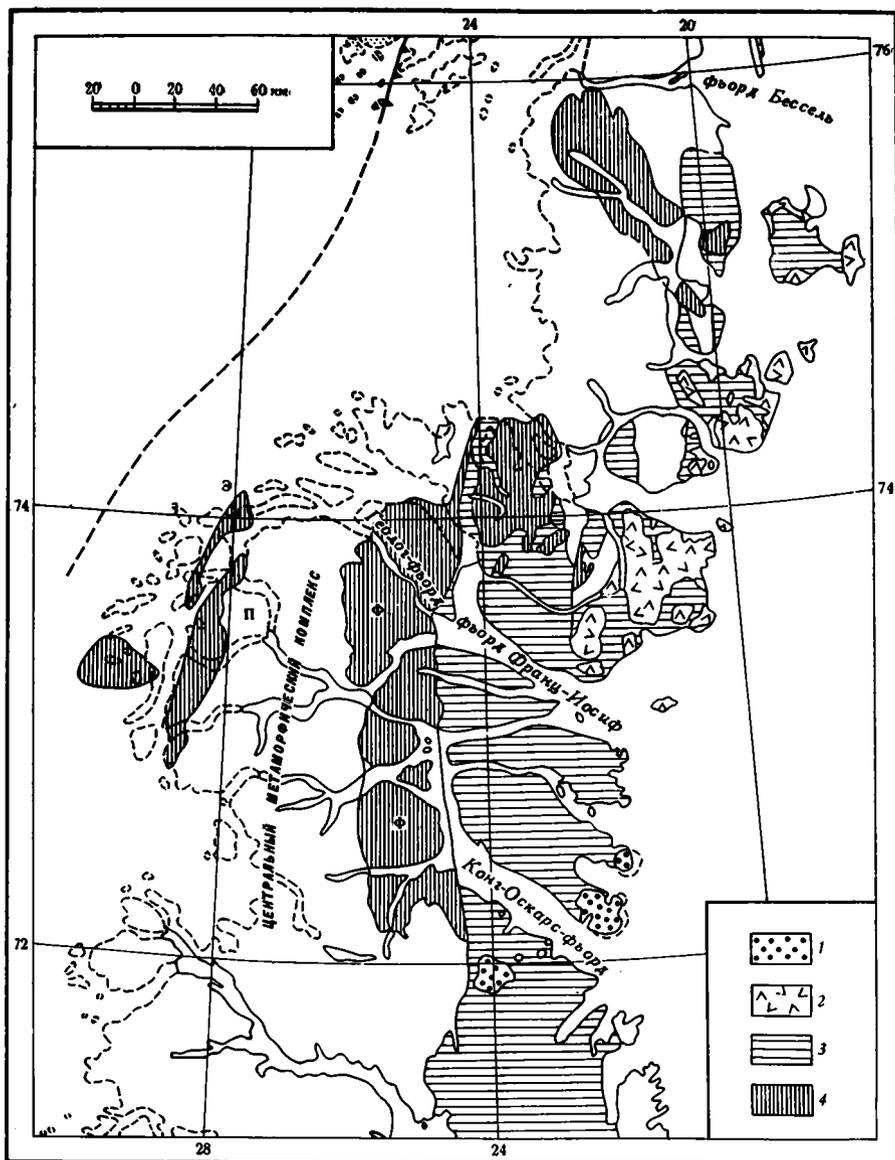
Верхняя часть свиты представлена равномерными слоистыми кварцитами и мергелистыми сланцами мощностью до 600 м.

Свита Агардсбьорг без видимого несогласия сменяет свиту Алп-фьорд. Она включает три толщи светлых, розовых и красных кварцито-песчаников, которые разделены двумя мощными пачками темно-серых и черно-зеленых алевролитов, аргиллитов и аркозовых песчаников. Суммарная мощность свиты достигает 1600—1700 м.

Разрез серии Элеонора-бей от карбонатной толщи свиты Алп-фьорд до кровли свиты Агардсбьорг почти аналогичен разрезу формации Гекла-

Хук северо-восточного сектора Шпицбергена в интервале от известняков Боген до кровли верхних кварцитов Глазгобрен, или свиты Флора, обнаруживая сходную последовательность карбонатно-терригенных, кварцито-песчаниковых и алевролито-сланцевых толщ, литологические характеристики и даже число которых совпадают, а мощности измеряются близкими цифрами, в Гренландии несколько более высокими, чем на Шпицбергене.

Вышележащая пестроцветная свита Брогетдаль находит близких аналогов в сериях Оксфордбрен и Груздивбрен. Она включает в нижней части пачку кирпично-красных и пестрых глинисто-карбонатных пород мощностью 200 м. Ее сменяет толща доломитов и известняков с подчиненными прослоями красных сланцев, а сверху — песчаников. Некото-

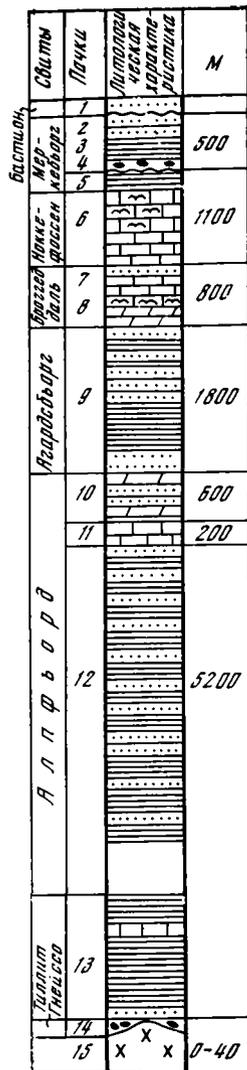


Фиг. 28. Схематическая геологическая карта центральной части Восточной Гренландии
 1 и 2 — третичные интрузии и плато-базальты; 3 — девонско-третичные осадочные породы; 4 — слабо метаморфизованные породы верхнего докембрия — нижнего палеозоя

Фиг. 29. Сводный разрез серии Элеонора-бей Восточной Гренландии (Кац, 1964; Katz, 1954; Бертельсон, Нью-Йорк, 1968)

- 1 — нижний кембрий, свита Бастнон, розовые и желтые песчаники, выше — глауконитосодержащие алевролиты и аргиллиты с *Obotella* и *Linguella*. Разрыв. Верхний докембрий;
- 2 — 5 — свита Меркебьорг:
- 2 — красные песчаники и аргиллиты с отпечатками кристаллов соли,
- 3 — алевролиты и сланцы с прослоями известняков, внизу — желтые доломиты,
- 4 — тиллиты, слоистые терригенные породы с примесью туфогенного материала,
- 5 — серые аргиллиты и алевролиты;
- 6 — свита Ноккефоссен: слоистые черные известняки и доломиты, светлые массивные строматолитовые доломиты, пачки темных известняков «оолитовые» известняки с пачками сланцев, горизонты конгломерато-брекчий, известняки и доломиты с пачками мергелей, сланцев, горизонтами брекчий, в основании — пачка светлых доломитов с крупными строматолитами;
- 7, 8 — свита Брогетдаль:
- 7 — пестрые и красные аргиллиты,

- серые слоистые известняки с кремнями, пачки светлых доломитов с *Collenia* и *Soporhyton*, пачки красных аргиллитов, в основании — разрыв,
- 8 — красные аргиллиты и сланцы с пачками известняков и доломитов;
- 9 — свита Агардсбьорг: светлые и красные кварцито-песчаники с пачками пестрых плитчатых алевролитов, темно-серые и черно-зеленые аркозы, кварциты и сланцы, желтоватые и розовые кварцито-песчаники, темные кварциты, плитчатые аргиллиты, массивные светлые кварцито-песчаники с косою слоистостью и трещинами высыхания;
- 10 — 12 — свита Алп-фьорд:
- 10 — мелкозернистые, равномерно-слоистые кварциты и мергелистые сланцы,
- 11 — серые и черные известняки с пачками слоистых кварцитов,
- 12 — толща пересланвания темных кварцитов, аргиллитов и сланцев;
- 13 — сланцы с подчиненными кварцитами и мраморами;
- 14 — тиллит Гнейссо;
- 15 — породы кристаллического фундамента



рые пачки доломитов средней части свиты содержат строматолиты. Суммарная мощность свиты Брогетдаль достигает 700—750 м. Она меньше, чем мощность вероятных ее аналогов на Шпицбергене, и толщи богаче терригенными прослоями. Крайний интерес представило бы изучение строматолитов из доломитов средней и верхней частей разреза, которые по стратиграфическому положению могут быть сближены с реперными строматолитсодержащими горизонтами верхней Груздиврен — свиты Хуннберг.

Вышележащая свита Ноккефоссен сложена почти исключительно известняками и доломитами. Она содержит горизонты карбонатных конгломератов и брекчий и богата строматолитами и «оолитовыми» разностями. Благодаря детальнейшему послойному описанию, которое дал Х. Р. Кац (Katz, 1952), можно убедиться в одинаковой последовательности литологически сходных пачек в этой свите и в толщах серии Академикербрен. Верхняя пачка свиты Ноккефоссен, представленная тонко-слоистыми карбонатными породами и сланцами, сравнима с Верхней Рюссе (свитой Бакаберг) и аналогичными горизонтами, залегающими на Шпицбергене между строматолитовыми формациями доломита Бак-

лундтоппен — Нижней Рюссе и тиллитсодержащими горизонтами серии Полярисбрен и их аналогами.

В нижней части свиты Меркебьорг серии Элеонора-бей также обособляется тиллитовая толща сложного строения. В основании свиты отмечен размыв и скрытое несогласие. Над тиллитовым комплексом залегают желтые и красные доломиты, переходящие выше в мергели, далее в сланцы, которые сменяются толщей переслаивающихся алевролитов, сланцев и песчаников с прослоями карбонатных пород. В строении надтиллитовых горизонтов усматривается почти полная аналогия со строением свиты Дракойвен типовых разрезов серии Полярисбрен Шпицбергена. В них не находит аналогов лишь самая верхняя пачка свиты Меркебьорг, сложенная красными песчаниками и аргиллитами с отпечатками кристаллов соли. Суммарная мощность свиты 500—550 м.

Р. Х. Кац описал свиту Меркебьорг в составе серии Элеонора-бей. Л. Кох видел в ней базальные слои кембрия, А. Бертельсен и А. Нью-Йорд (1968) также выделяют эту свиту из состава серии Элеонора-бей, датируя эокембрием.

В кровле свиты Меркебьорг проходит размыв и, как предполагают, скрытое несогласие (Cowie, 1961; и др.). Вышележащая формация Бастион относится к нижнему кембрию. Ее разрез начинается розовыми и желтыми кварцевыми песчаниками, переходящими в глауконитсодержащие песчанистые сланцы с *Obolella* и *Lingulella* (Cowie, 1961).

Сходство в строении разрезов верхнего докембрия Восточной Гренландии и Шпицбергена было впервые замечено О. Куллингом (Kulling, 1934). Его подчеркивали и другие исследователи; в частности, Х. Р. Кац писал, что оно простирается на детали строения ряда толщ, и прямо сопоставлял серию Элеонора-бей с серией Мурчисон-бей Северо-Восточной Земли (Katz, 1961; и др.).

В. Б. Харланд привлек для объяснения сходства столь удаленных разрезов теорию дрейфа материков (Harland, 1969). Без нее, действительно, невозможно будет обойтись, если разновозрастность этих литологически столь похожих разрезов получит дальнейшее подтверждение.

Органические остатки верхнего докембрия Восточной Гренландии, к сожалению, изучены недостаточно, хотя известно, что строматолиты переполняют некоторые карбонатные горизонты серии Элеонора-бей, и что ряд прослоев изобилует также «оолитовыми» разностями, т. е., по всей вероятности, богат микрофитолитами. Автору настоящей работы удалось наблюдать в коллекции А. М. Спенсера (Лондонское геологическое общество) образцы строматолитов из свиты Неккефоссен, весьма напоминающие *Poludia russa* Raab. К сожалению, их микроструктура в шлифах не наблюдалась, и определение является предположительным.

Строматолиты отмечены также в карбонатных толщах других районов Гренландии, разрезы которых, однако, не представляют такого интереса, как стратотип Гренландия. Если литолого-стратиграфическая корреляция его с верхним рифеем Шпицбергена будет подкреплена биостратиграфическими данными, этот разрез окажется увязанным и с уральским стратотипом тимурия.

НОРВЕГИЯ

Стратотипические серии гиперборей Норвегии, которые чаще всего называют спарагмитом (Holtedal, 1961), представлены преимущественно кластическими терригенными породами. Разрезы их построены довольно сложно и изобилуют перерывами и стратиграфическими несогласиями. Они членятся прежде всего на нижний и верхний спарагмит. Нижний спарагмит, или эсмаркий, выделяется в Южной Норвегии как «группа» Лиллехамер, а в Северной — как «группа» Тана, или как

«серия древнейших песчаников с доломитом». Верхний спарагмит, залегающий трансгрессивно на эсмаркии или на более древних породах, отвечает эокембрию (в узком смысле). Менее распространено прекрасное название варягий, или вареджий, предложенное Б. Асклундом и принятое у нас Н. С. Шатским (1960, и др.). На юге Норвегии верхний спарагмит выделяется как «группа» Рена, а на севере — как «группа» Вестертана или «группа» Варангер (Reading, 1965; Reading, Walker, 1966; Vuorlycke а. о., 1967; Föyn, 1967). Группа Варангер иногда понимается несколько уже, чем группа Вестертана: из нее исключают верхнюю свиту — так называемую формацию Брейвик (Föyn, 1967).

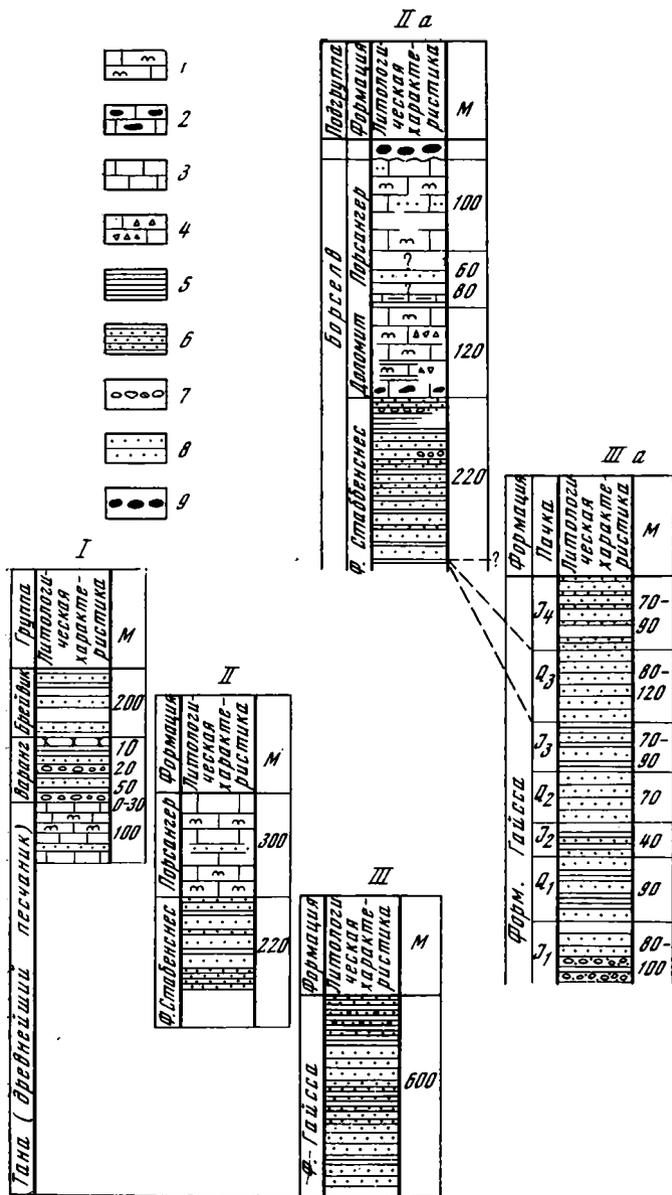
Б. С. Соколов (1952) сопоставил нижний спарагмит с каратауской серией Урала и ее аналогами, а верхний — с вендом Русской платформы. Это сопоставление стало традиционным (Келлер, Хоментовский, 1959; Стратиграфия СССР, 1963; Соколов, 1964; Комар и др., 1964; Келлер, Семихатов, 1968; и др.). Строматолиты каратауской серии обнаружили сходство со строматолитами «серии древнейших песчаников с доломитом», т. е. нижнего спарагмита Северной Норвегии (Раабен, 1960; Крылов, 1960а). В этой серии они были известны после работ У. Хольтедаля, который определил среди них *Gymnosolen* Steinm. и опубликовал хорошие изображения образцов, происходящих из доломита Порсангер-фьорда Финмаркена (Holtedal, 1918, 1953). Присутствие строматолитоз отмечено и в других разрезах Северной Норвегии, например, в доломите Грасдаль опорного разреза района Тана-фьорда, а также формациях Силте-фьорд и Райпас побережья области Варангер (Föyn, 1937, 1967; Докембрий Скандинавии, 1967; S. Siedlecki, A. Siedlecka, 1967, 1971; и др.). Определения их, однако, не приведены.

В пределах спарагмитового поля Южной Норвегии в основном стратотипическом разрезе гиперборей области Мьоза строматолиты не найдены. Встречающиеся в нашей литературе указания (Келлер, Семихатов, 1968; и др.) на присутствие *Gymnosolen* в известняках Бири ошибочны. Лишь в их восточных аналогах — известняках Элта отмечены «строматолитовые структуры», точнее не охарактеризованные (Holtedal, 1961).

Доломиты Порсангер-фьорда, содержащие, как удалось установить, не только *Gymnosolen*, но и ряд других определяемых тимурийских строматолитов, залегают вне опорных разрезов спарагмитовой группы. Они слагают часть покрова Гайсса, расположенного в районе Порсангер- и Лаксе-фьордов. Его структура, а также строение свиты доломитов Порсангер-фьорда, хорошо изучены при детальных съемках (White, 1968, 1969; Roberts, 1970а, б; фиг. 30). Свита доломитов разделена на две почти равные части мощной пачкой красных песчаников. Основная масса строматолитов приурочена к нижней толще, подстилающей песчаники. Со строматолитовыми доломитами, залегающими в виде пластов или линзовидных биогермов, ассоциируют внутрiformационные конгломераты и брекчии, а также горизонты со стяжениями кремней. Толща в целом несколько напоминает слои Сванбергфьеллет Западного Шпицбергена, бьянскую подсвиту Южного Урала и быстринскую свиту Тимана. Верхняя толща доломитов более однообразна, строматолиты в ней редки.

Данные об органических остатках порсангерских доломитов дополняются сейчас результатами изучения образцов из коллекции Палеонтологического музея в Осло, любезно предоставленных для этой цели руководством музея автору, а также нескольких препаратов из коллекции Дж. Д. Робертса (Кардиффский университет).

Из этих коллекций удалось определить несколько форм строматолитов, принадлежащих к различным группам: *Inseria* cf. *djejimi* Raab., *I.* cf. *ny-frislandica* Raab., *Alternolla* aff. *hyperboreica* Raab., *Poludia* cf. *rusa* Raab., *Tungussia golovanovi* Raab. Автор имел также возможность



Фиг. 30. Разрезы спаргмитовой серии отдельных чешуй покрова Гайсса, Северная Норвегия (Roberts, 1970; Foyn, 1967)

- I — Лаксе-фьорд; II и IIa — южная часть Порсангер-фьорда; III и IIIa — северная часть Порсангер-фьорда
- 1 — доломиты со строматолитами; 2 — доломиты с кремнями; 3 — доломиты и известняки; 4 — внутриформационные карбонатные конгломераты и брекчии; 5 — глинистые сланцы, аргиллиты; 6 — алевролиты и мелкозернистые песчаники, плотные алевролиты, грубозернистые аркозовые песчаники, с линзами конгломератов; 7 — конгломераты; 8 — серые и красные кварцевые и аркозовые песчаники, светлые кварциты; 9 — тиллиты.
- J₂, J₃ — пачки переслаивания алевролитов и песчаников; J₄ — красные и зеленые алевролиты, пачки темно-красных песчаников
- Q₁, Q₂, Q₃ — массивные кварцито-песчаники; J₁ — косослоистые кварцито-

наблюдать прекрасный образец *Gymnosolen* Steinm., определенный У. Хольтедалем и хранящийся в Палеонтологическом музее в Осло.

Анализируя приведенный список, можно заметить сходство состава строматолитов доломита Порсангер и верхних горизонтов миньярия

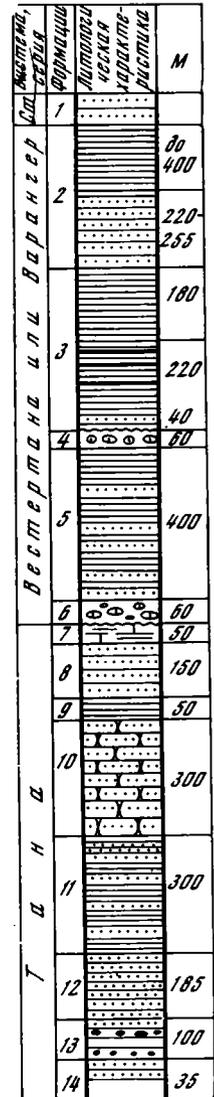
Урала и Шпицбергена (*Inseria* cf. *djejimi*, *Gymnosolen* Steinm., *Alternella hyperboreica*). Такие формы, как *I. ny-frislandica* и *Poludia russa*, характерны в разрезах Шпицбергена для нижних горизонтов венда, от слоев Дракен (*I. ny-frislandica*) до слоев Баклундтоппен, и для свиты Рюссе (*Poludia russa*).

Довольно сильная переэкристиализация строматолитовых слоев не позволяет с полной уверенностью устанавливать формальные виды. Быть может, осторожнее было бы ориентироваться лишь на родовой состав приведенного списка. Мы не рискнули бы с полной уверенностью говорить о присутствии аналогов венда в разрезе доломитов Порсангер, если бы данные по строматолитам не дополнялись данными о составе микрофитолитов. Последние содержатся в нескольких образцах из коллекции Палеонтологического музея Осло и были изучены В. Е. Забродиным. Среди них в одном из образцов были определены *Osagia milsteinae* Zabr., *Vesicularites elongatus* Zabr., *V. vapolensis* Zabr., *V. raabenaе* Zabr., *V. enigmatus* Zabr., *Rabiosus polaris* Zabr., *Asterosphaeroides ruminatus* Zabr. Этот комплекс характерен для верхних горизонтов миньярия Урала. Присутствие в нем *Radiosus polaris*, формы, в массовом количестве характеризующей низы венда Шпицбергена, сближает его с комплексом конгломератов Дракен — пограничной толщи миньярия и венда Западного Шпицбергена.

В другом образце из доломитов Порсангер присутствуют *Radiosus polaris* Zabr., *Vesicularites lobatus* Reith. и *V. bothrydioformis* (Красноп.), комплекс, очень характерный для подтиллитовых карбонатных толщ венда Шпицбергена (слои Баклундтоппен, свита Рюссе). Оба вида *Vesicularites* типичны для венда СССР.

Возраст доломитов Порсангер может охватывать, таким образом, не только верхи миньярия, но и низы венда.

Данные о вертикальном распределении образцов в разрезе порсангерских доломитов, к сожалению, отсутствуют; лишь в отношении *Inseria* aff. *djejimi* можно быть уверенным, что она происходит из нижних 30 м этой толщи (сообщение Дж. Д. Робертса). Можно предполагать присутствие в составе доломитов Порсангер как двух комплексов — бьянжского и вендского, четко разделенных по вертикали, так и наличие смешанного комплекса, характеризующего непрерывный переход от



Фиг. 31. Разрез спаргамитовой серии района Тана-Варангер-фьордов (Foyn 1937, 1967; Holtedal, 1961; Reading, 1965; Reading, Walker, 1966)

- 1 — кембрий, группа Диггермюль — кварциты с *Holmia*;
- 2 — формация Брейвик — зеленые алевролиты, внизу — зеленые алевролиты, чередующиеся с кварцитами, в средней части *Platysolenites* и *Scolites*;
- 3 — формация Стаппогьедде,верху — красные кварцевые песчаники, ниже — зеленые и лиловые сланцы, внизу — с пачками светлых песчаников и редкими валунами;
- 4 — тиллит Мортенснес (верхний тиллит);
- 5 — формация Ниборг — красные песчаники и глинистые сланцы;
- 6 — тиллит Смол-фьорд (нижний тиллит)
- 7 — доломиты Грасдаль с пачками глинистых сланцев и аргиллитов;
- 8 — 9 — формация Вагге: 8 — белые кварцевые песчаники, 9 — темные сланцы и алевролиты;
- 10, 11 — формация Аггасварре — светлые кварцевые песчаники, внизу чередующиеся с темными сланцами;
- 12 — темные сланцы и алевролиты («сланцы Стангенесс»);
- 13, 14 — песчаники и гравелиты

миньярия к венду. Как бы то ни было, в доломитах Порсангер представлены, несомненно, биостратиграфические аналоги верхнего тимурья.

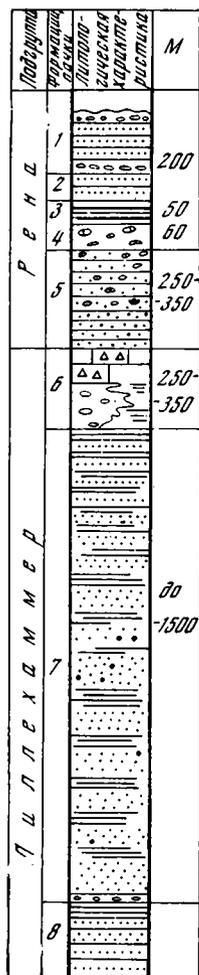
Что касается подстилающей свиты «древнейших песчаников» (песчаники Стаббенснес и их вероятные аналоги — песчаники Гайсса), то прямых данных об ее возрасте нет. Они соединены быстрым, но постепенным переходом с доломитами Порсангер. Внутри их толщи не отмечено сколько-нибудь существенных несогласий: маломощные пачки конгломератов, приуроченные к верхней части песчаников Стаббенснес, считаются внутриформационными (Roberts, 1970a, б).

Доломиты Порсангер перекрываются тиллитом в районе Лаксе-фьорда. Здесь хорошо обнажена как верхняя, так и средняя часть свиты с довольно мощной пачкой красных песчаников (см. фиг. 30).

Доломиты Порсангер и «древнейшие песчаники» покрова Гайсса увязываются непосредственно с опорным автохтонным разрезом верхнего докембрия Северной Норвегии, развитым в области Тана (фиг. 31). Корреляция порсангерского доломита с доломитом Грасдаль — верхним членом «группы» Тана, по-видимому, является общепринятой (S. Siedlecki, A. Siedlecka, 1967), равно как и корреляция песчаников Стаббенснес и Гайсса с автохтонными обломочными толщами этой группы. Следует, однако, заметить, что маломощный доломит Грасдаль, изобилующий строматолитовыми разностями, несогласно перекрытый, а местами полностью срезанный несогласно залегающим на нем тиллитом Смол-фьорд (основание группы Вестертана), вероятно, соответствует одним только низам более мощной толщи доломитов Порсангер; наиболее вероятен его миньярский возраст.

Более сложен вопрос о возрасте известняков Бире, венчающих разрез нижнего спарагмита области Мьоза (фиг. 32). Их обычно сопоставляют с доломитом Грасдаль, опираясь на общее сходство в строении опорных разрезов верхнего докембрия Северной и Южной Норвегии, с их сходной последовательностью грубообломочных толщ, залегающих в основном карбонатных свит средней части разрезов, и верхних, красноцветных, тиллитсодержащих серий.

Различия в характере самих толщ каждого разреза довольно значительны. Настоящие спарагмиты — грубообломочные аркозовые, плохо сортированные гравелиты — крайне характерны для Южной Норвегии и очень редки в разрезах Финмаркена. Карбонатные свиты представлены известняками на юге и доломитами на севере. Типичные тиллиты известны на двух уровнях в



Фиг. 32. Разрез спарагмитовой серии (группы Хедмарк) района Мьоза, Южная Норвегия (Holtedal, 1961; Skjeseth, 1963; Bjurlykke a. o., 1967)

1, 2 — формация Вангас:

1 — кварциты Рингсакер с трубками *Scolites*, в основании местами — маломощный конгломерат,

2 — серый спарагмит (песчаник) Вардаль;

3 — пестрые плитчатые сланцы Экре;

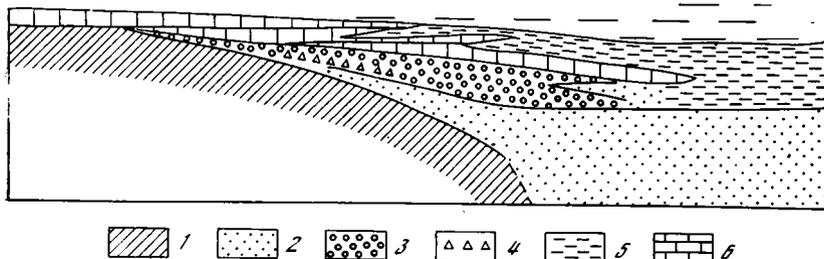
4 — тиллит Муэль;

5 — формация Ринг (спарагмит Муэль), внизу — тонкозернистые песчаники, вверху — грубые песчаники и конгломераты;

6 — известняки и сланцы Бире с конгломератом Бископас (Бире), в гальках конгломерата — *Papillomembrana compta* Spjeldnaes, спороморфные акритархии, онколиты — предположительно *Osagia* и *Vesicularites*;

7 — формация (спарагмит) Бреттум, переслаивание темно-серых песчаников и сланцев или песчаников и конгломератов;

8 — формация (спарагмит) Эльстад, серые песчаники, вверху — пачка сланцев



Фиг. 33. Соотношение спарагмита Бреттум со свитой Бири и взаимосвязь карбонатных, сланцевых и грубообломочных пород внутри свиты Бири (Spjeldnaes, 1967)

1 — породы фундамента; 2 — спарагмит Бреттум; 3—6 — породы свиты Бири: 3 — конгломераты, 4 — осадочные брекчии, 5 — сланцы, 6 — известняки

Финмаркене (тиллит Смол-фьорда и тиллит Мортенснес) и лишь на одном — в области Мьоза (тиллит Муэлв); мощность верхнего спарагмита на севере вдвое больше, чем на юге.

Тиллит Муэлв обычно сопоставляют с верхним тиллитом Мортенснес, и верхнюю красную спарагмитовую серию (группу Рена), от спарагмита Муэлв до рингсакерских кварцитов, считают аналогом группы Варангер в объеме от нижнего тиллита до формации Стапногьедде.

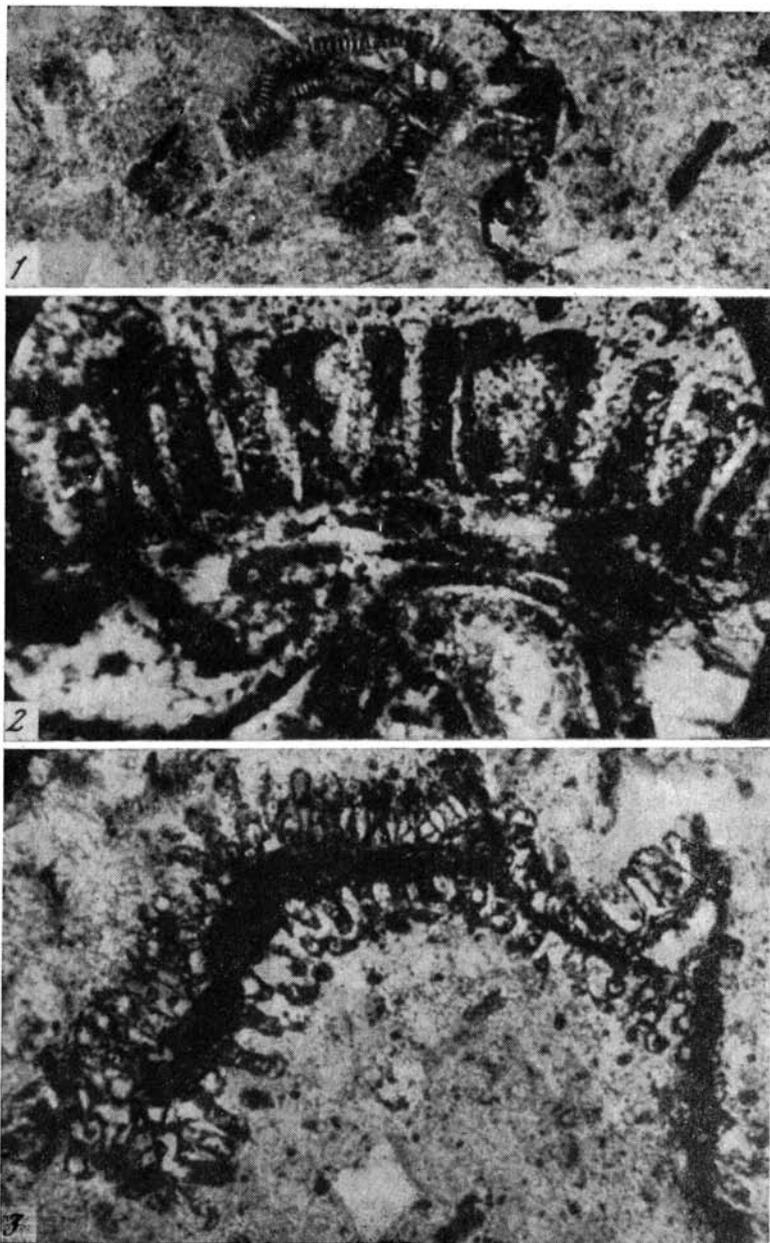
Вопрос о точном положении верхней границы спарагмита не может пока считаться окончательно разрешенным.

Основание фаунистически охарактеризованного «настоящего» кембрия Норвегии представлено зоной *Holmia*, т. е. отвечает довольно высоким горизонтам нижнего кембрия. В пределах Южного спарагмитового поля он начинается маломощным прослоем песчаника с *Holmia mickwici*, за которым следуют слои с *Platysolenites*. Открытым является поэтому вопрос о том, относятся ли подстилающие кварциты Рингсакер еще к докембрию, или отвечают, целиком или частично, бестрилобитовым слоям основания кембрия. Тесную связь их с кембрием подчеркивали как У. Хольтедаль (1957), так и С. Шезет (Skjeseth, 1963). Они указывали, в частности, на находки в них *Scolites*. Трубочатые структуры этого типа весьма характерны для низов кембрия Англии, Шотландии, Шпицбергена и других районов. Тот же вопрос о возможном соответствии бестрилобитовым слоям (томмотскому ярусу) встает и в отношении верхней части группы Вестертана Финмаркена. Венчающая ее формация Брейвик, с *Platysolenites* в средних горизонтах и *Scolites*, в последних работах норвежских геологов целиком отнесена к кембрию и сопоставлена с зоной *Holmia* (Фоп, 1967; S. Siedlecki, A. Siedlecka, 1967). Быть может, логичнее было бы считать ее нижние горизонты аналогами кварцитов Рингсакер.

Нижняя «группа» Лилихаммер Южной Норвегии коррелируется с «группой» Тана Финмаркена, и верхние карбонатные члены в обоих разрезах помещают на один стратиграфический уровень.

Как мы уже говорили, известняки Бири не содержат строматолитов, которые позволили бы проверить это сопоставление. Состав органических остатков известняков Бири, а также тесно с ними связанного и являющегося их лагеральным эквивалентом конгломерата Бископас (конгломерата Бири; Spjeldnaes, 1967; фиг. 33) указывает скорее на вендский, чем на миньярский возраст этих горизонтов.

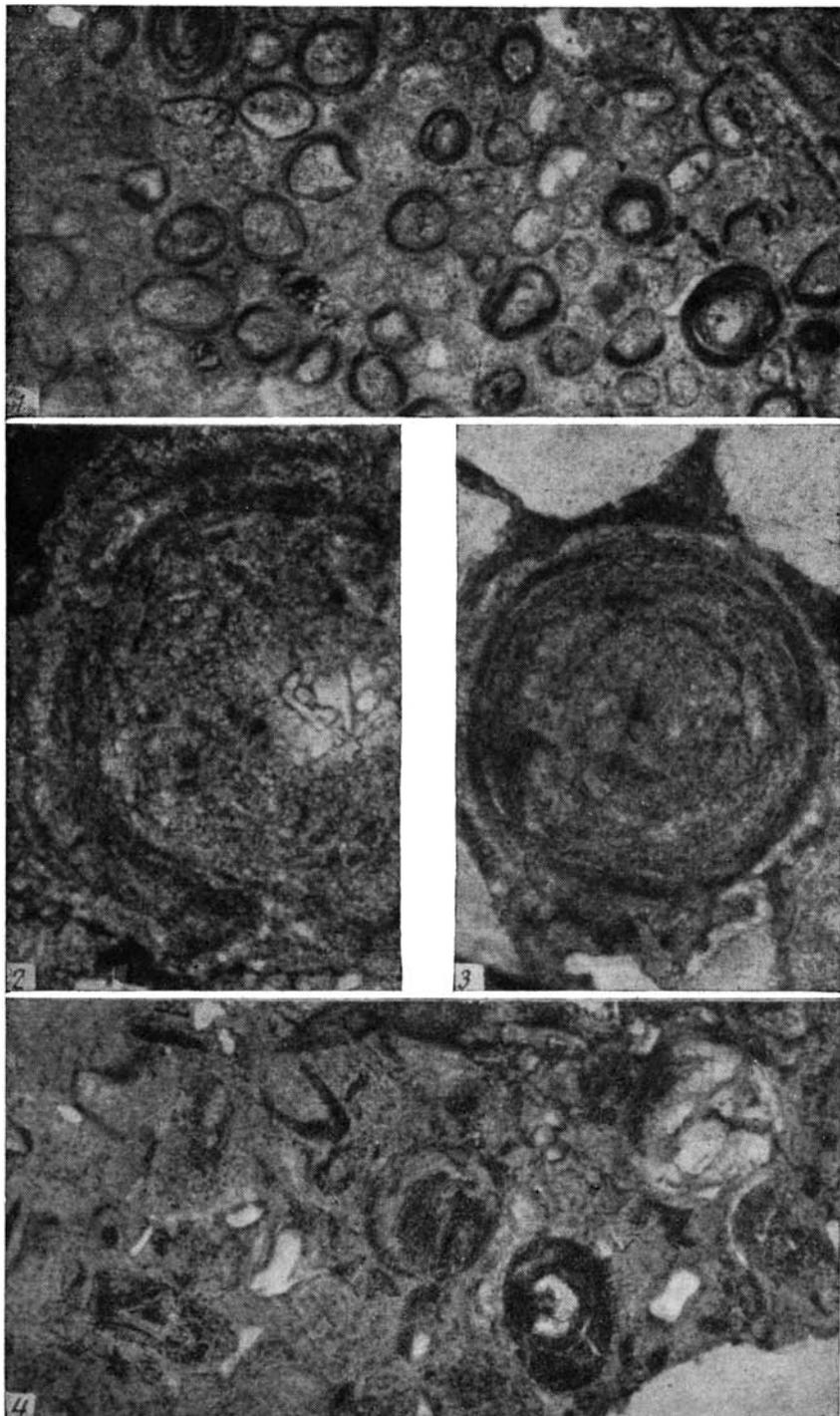
В пачках сланцев среди известняков, а также в гальках конгломерата Бископас отмечены акритархи, или «спороморфиты» (Manum, 1967; Spjeldnaes, 1967), имеющие, по заключению Н. А. Волковой, докембрийский облик. В гальках конгломерата Бископас найдены также (фиг. 34,



Фиг. 34. *Paillomembrana compta* Spj. из галек конгломерата Бископас (Spjeldnaes, 1967)

1, 2 — голотип: 1— $\times 60$, 2— $\times 720$; 3 — деформированный образец

35) водоросли *Papillomembrana compta* и «водорослевые оолиты» (Spjeldnaes, 1967). Последние, по мнению З. А. Журавлевой, являются микрофитолитами из групп *Osagia*, *Volvatella* и *Ambigolammelata* и имеют вендский облик. Известняки Бири, таким образом, вряд ли являются эквивалентом доломита Грасдаль. Они скорее могут соответствовать верхней части более мощного разреза доломитов Порсангер, либо быть даже еще более молодыми.



Фиг. 35. Микрофитоциты («водорослевые оолиты» или «пизолиты») из галек известня-
ка конгломерата Бископс (Spjeldnaes, 1967)

1, 4 — $\times 5$; **2, 3** — $\times 40$

Не только палеонтологические данные, но и геологические соотношения говорят о разновозрастности карбонатных толщ южного и северного разрезов спарагмита Норвегии. Если доломит Грасдаль и нижняя часть доломитов Порсангер связаны непрерывным переходом с кластическими толщами нижнего спарагмита, то свита Бири, напротив (см. фиг. 33), несогласно залегает то на спарагмите Бреттум, то на кристаллическом фундаменте, о чем свидетельствуют гальки и валуны гранитов и кристаллических пород, которые она содержит (Spjeldnaes, 1967). Верхняя граница свиты Бири со спарагмитом Муэльв постепенная и согласная, что связывает этот комплекс известняков и конгломератов скорее с тиллит-содержащей «группой Рена», чем с бреттумским спарагмитом. Доломит Порсангер и доломит Грасдаль, напротив, отделены от верхнего спарагмита угловым несогласием, проходящим в основании тиллита Мортенсенс.

Надо заметить, что Ч. Офтедаль (Oftedal, 1945) генетически связывал конгломерат Бири с тиллитовым комплексом.

Детальное послыжное изучение водорослевой проблематики, особенно микрофитологов из карбонатных толщ, а также строматолитов из известняков Элта — наиболее близкого пространственного аналога известняков Бири — поможет окончательно решить эти вопросы корреляции. Уже сейчас, однако, очевидна возможность разрыва в возрасте между известняками Южного спарагмитового поля Норвегии и доломитами группы Тана. Соотношение терригенных толщ, подстилающих эти карбонатные свиты, представляется неопределенным; спарагмиты Бреттум и Эльстад могут в принципе соответствовать любой части разреза нижнего спарагмита Северной Норвегии, поскольку неизвестно, отвечает ли разрыв в основании свиты Бири небольшому местному несогласию или значительному перерыву во времени. Б. М. Келлер (1952) высказывал предположение, что серый спарагмит Южного поля Норвегии имеет среднерифейский, юрматинский, возраст и является более древним, чем нижний спарагмит Финмаркена. Однако позднее и он, и другие исследователи относили эти толщи к верхнему рифею. Действительно, их тимурский возраст представляется более вероятным. Радиохронологические исследования различных минералов и пород кристаллического фундамента дали ряд значений возраста от 800 до 1100 млн лет (Neumann, 1960; Барт, Рейтан, 1967). Эти цифры могут отражать возраст эпохи метаморфизма, которая предшествовала образованию спарагмитовых серий Южной Норвегии. Молодые значения, полученные в ряде случаев, допускают предположение, что общий объем нижнего спарагмита может отвечать здесь только верхнему тимурию. Нельзя, однако, забывать, что основание разреза южных спарагмитов не вскрыто, и что характер их соотношений с фундаментом в сущности неизвестен.

На севере Норвегии объем верхнедокембрийских серий, по-видимому, не исчерпывается тимурием. Верхняя возрастная граница терригенных толщ серии Тана определяется их согласным, без следов перерыва, залеганием под строматолитовыми доломитами с комплексом водорослевой проблематики венда — миньярия.

Более сложен вопрос об их нижнем пределе: до недавнего времени он мог считаться совершенно открытым, поскольку основание группы Тана не было известно. Сейчас к нему можно подойти, опираясь на исследования норвежских геологов, проведенные в последние годы и обнаружившие много нового в строении разреза верхнего докембрия Финмаркена (Foyn, 1967; A. Siedlecka, S. Siedlecki, 1967, 1971, 1972; A. Siedlecka, 1972; Laird, 1972; Teiseyge, 1972; и др.). Этими весьма детальными работами было уточнено строение группы Тана, выяснены ее непосредственные стратиграфические соотношения с подстилающими толщами, а также строение последних.

Как оказалось, между подошвой группы Тана и кристаллическим фундаментом располагаются мощные толщи слабо метаморфизованных пород, представленных «группами» Баренц-си, Раго и Лаксе-фьорд. Их включали ранее в состав «серии древнейших песчаников», т. е. в состав нижнего спарамита, а некоторые из них — в состав верхнего спарамита (Holtedal, 1953; Reading, 1965). Позднее большую часть их считали аллохтонными (A. Siedlecka, S. Siedlecki, 1967), и лишь недавно был установлен их паравтохтонный характер и выяснены их стратиграфические взаимоотношения (схема).

Схема корреляции верхнедокембрийских серий Северной Норвегии
(A. Siedlecka, S. Siedlecki, 1972)

| | | |
|-----------|---|------------------|
| Эокембрий | Группа Вестертана | |
| Верхний | Группа Тана | |
| докембрий | Группа Баренц-си | |
| | Формация Лилле-Молвик | |
| | Формация Тевьефьелл | |
| | Формация Батс-фьорд | |
| | Формация Батснеринг | |
| | Группа Раго | |
| | Формация Конгс-фьорд — Формация Биверлаг | |
| | Формация Леквикфьелл — Группа Лаксе-фьорд | |
| | Слой Кволнес — Формация Фриар-фьорд | |
| | Слой Сенд-фьорд — Формация Ландерс-фьорд | |
| | | Формация И-фьорд |
| | Кристаллический фундамент | |

Согласно новым данным, все эти серии отвечают частям единого докембрийского разреза, последовательность которого кажется достаточно надежно обоснованной (A. Siedlecka, 1972).

Группа Лаксе-фьорд, слагающая покровную структуру в районе одноименного залива, включает в своем составе древнейшие известные в Норвегии слои слабо метаморфизованного верхнего докембрия. Ее разрез начинается формацией И-фьорд, эрозионный несогласный контакт которой с кристаллическим фундаментом наблюдается к югу от Лавдаяваре (Laird, 1972).

Формация И-фьорд (до 2700 м) представлена главным образом несортированными конгломератами. Им подчинены песчаники с редкими валунами. В верхней части развиты филлиты и косо- или параллельно-слоистые песчаники. Генезис толщ считают ледниковым.

Формация Ландерс-фьорд (400—2600 м) соединена с подстилающей постепенным переходом. Она представлена красно-серыми и серо-зелеными, часто косослоистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками с галькой песчаников и красных яшм.

Формация Фриар-фьорд (до 1200 м) сложена по преимуществу черно-серыми слоистыми алевролитами. Ею завершается разрез группы Лаксе-фьорд.

В группе Раго устанавливаются аналоги двух верхних формаций описанной выше серии. В ее составе выделяются следующие подразделения.

Формация Леквикфьелл, нижний член которой, слой Сенд-фьорд (3400 м), обнаруживает значительное сходство с формацией Ландерс-фьорд и рассматривается как ее аналог. Слои представлены розовыми и серыми, часто косослоистыми песчаниками с галькой кварца, темных кремней, красных яшм в нижней части.

Слой Кволнес (до 3400 м) сложены толстоплитчатыми песчаниками с косою слоистостью и знаками ряби.

Формация Биверлаг (до 2400 м) сложена переслаивающимися алевролитами, песчаниками и аргиллитами темно-серых и черных тонов; в нижней части песчаники гравийные, иногда присутствуют конгломерата-

ты. Характер переслаивания и ряд других текстурных особенностей этой толщи придают ей сходство с флишем (Siedlecka, 1972). Эта толща параллелизуется с низами группы Баренц-си, надстраивающей разрез верхнего докембрия.

Группа Баренц-си начинается формацией Конгс-фьорд (3500 м). В составе этой формации преобладают полевошпатовые алевролитопесчаники; им подчинены глинистые алевролитопесчаники, аргиллиты и глинистые сланцы, окрашенные в серые тона. Породы образуют ритмично переслаивающуюся толщу. В нижней ее части песчаники представлены более грубозернистыми разностями, до гравелитов и мелкогалечных конгломератов, а глинистые породы имеют резко подчиненное значение. В верхней части роль последних возрастает.

В 500 м выше видимого основания формации устанавливается горизонт тиллитоподобных пород, который считают переотложенным тиллитом. Формацию в целом рассматривают как типичный флиш (2000—2500 м).

Формация Беснеринг соединена с формацией Конгс-фьорд постепенным переходом. Она сложена толстослоистыми кварцевыми песчаниками, в нижней части серыми, а в верхней — красными, часто косослоистыми, заключающими близ основания пачки темных сланцев, а близ кровли — прослой алевролитов и карбонатных пород (1800 м).

Формация Батс-фьорд представлена переслаиванием пестрых — серых, красных и зеленых — глинистых сланцев, аргиллитов и песчаников с пачками светло-серых, желтеющих при выветривании доломитов.

Выделенные ранее в составе группы Баренц-си формации Маккау и Силте-фьорд (А. Siedlecka, S. Siedleckii, 1967) оказались повторением нижележащих частей разреза (А. Siedlecka, S. Siedlecki, 1971). Верхняя часть разреза этой группы образована в центральном районе п-ова Варангер толщей массивных красных песчаников, выделенных А. и С. Седлецкими в формацию Тевьефьелл.

На северо-западе полуострова, над породами пестроцветной формации Батс-фьорд залегает 200-метровая толща серых песчаников, алевролитов и черных сланцев — формация Лилле-Молвик. На ней с размывом и конгломератом в основании лежат базальные слои группы Тана. Непосредственный контакт наблюдался в ядре антиклинали, между Стангеннесом и Вааге, на восточном побережье Тана-фьорда. В этом же районе изучен послойный разрез группы Тана, в составе которой выделяется снизу вверх семь формаций (А. Siedlecka, S. Siedlecki, 1971, 1972).

| | Мощность, м: |
|---|--------------|
| 1. Формация Греннес: светло-серые и белые кварцевые песчаники, часто содержащие выветрелый полевой шпат. Нижние 10—12 м иногда представлены конгломератом с галькой кварца, темных кварцитов и красных яшм и кварц-полевошпатовым цементом. Граница с подстилающей толщей резкая, но без видимого углового несогласия | 130 |
| 2. Формация Стагеннес: темно-серые, иногда красноватые или зеленоватые алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы | 205—255 |
| 3. Формация Дакковарре: внизу светло-серые, выше — буровато-серые и красно-лиловые песчаники, иногда с зернами глауконита. Им подчинены пачки темных песчаных и глинистых сланцев, кварцевых и полевошпатовых песчаников, чаще всего приуроченных к средней части толщи | 275—350 |
| 4. Формация Гамасфьелл: розовые, красно-лиловые, красноватые кварцевые песчаники и кварциты с примесью полевошпатовых зерен, косослоистые, часто ожелезненные | 280—300 |
| 5. Формация Вааге: темно-серые и бурые песчаные сланцы с прослоями алевролитов и тонкозернистых песчаников, кварцевых или кварц-полевошпатовых, иногда глауконитсодержащих. На поверхностях слоев нередко трещины высыхания и следы ползания (?) | 80 |
| 6. Формация Хангелчерро: светлые толстослоистые, почти мономинеральные кварцито-песчаники с подчиненными прослоями темно-серых кварцитов. Часты следы ряби | 150—200 |

7. Формация Грасдаль: серые ожелезненные песчаники и алевролиты, перекрытые пестрыми мергельными и песчанистыми сланцами и мергелями. Выше залегают обломочные доломиты и калькарениты с пачками внутрiformационных карбонатных конгломератов. В этой части разреза присутствуют оолиты (микрроонколиты?) и столбчатые строматолиты

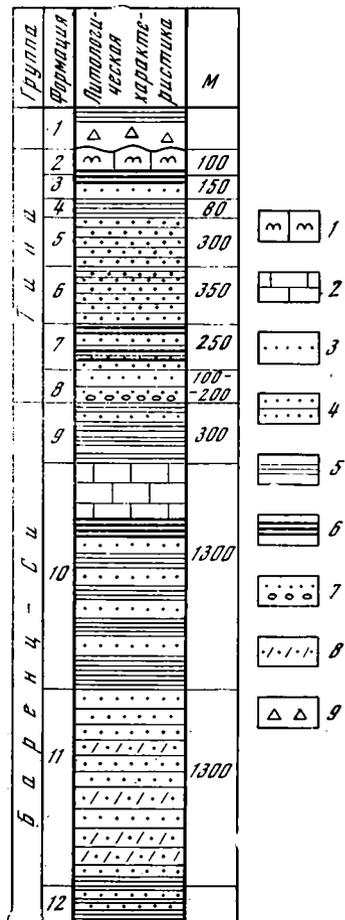
Около 100.

В свете приведенных данных группа Тана оказывается верхней частью большой и сложно построенной осадочной серии, имеющей больше сходства с миогеосинклинальными разрезами Урала, Свальбарда или восточной Гренландии, чем с платформенными разрезами. Особенно разительным является ее сходство с разрезами северо-восточного сектора Шпицбергена (фиг. 36).

От кровли флишеидной толщи Конгс-фьорд до основания серии Вестертана разрез групп Баренц-си и Тана кажется почти повторением разреза надгруппы Лум-фьорд, при несколько большем количестве аркозowego материала в кластических толщах и меньшей мощности и полноте развития карбонатных толщ верхней части разреза. Сходство столь значительно, что возникает соблазн прямо сопоставить формацию Баснеринг с кварцитами Кортбрен; формацию Батс-фьорд и Лилле-Молвик — с пестрой карбонатсодержащей формацией Галуатоппен и низами формации Кингбрен; нижнюю часть группы Тана, с ее характерным чередованием розовых кварцито-песчаников и темных алевролитоглинистых «граувакк», — с формацией Глазгобрен; наконец, пестроцветные терригенно-карбонатные породы формации Грасдаль — с формацией Оксфордбрен и нижней частью серии Академикербрен.

Однако даже полностью приняв представление о том, что оба эти разреза, как и разрез серии Элеонора-бей Гренландии, сформировались в едином прогибе (А. Siedlecka, S. Siedlecki, 1972), нельзя быть уверенным в истинном стратиграфическом соответствии перечисленных дробных литостратиграфических единиц. Их сходство, как и одинаковая их последовательность не может рассматриваться как доказательство синхронности этих отдельных элементов разреза.

Представляется, что мы можем говорить лишь об общем приблизительном совпадении стратиграфического объема перечисленных толщ группы Баренц-си и группы Тана с объемом надгруппы Лум-фьорд Шпицбергена, а также о примерном возрастном соответствии нижних и верхних подциклов каждого из этих двучленно построенных разрезов.



Фиг. 36. Разрез групп Баренц-си и Тана (А. Siedlecka, S. Siedleskii, 1971)

- | | |
|---|------------------------|
| 1 — строматолитовые доломиты; | 1 — группа Вестертана; |
| 2 — известняки и доломиты; | 2 — 12 — формации: |
| 3 — массивные кварцито-песчаники, кварциты; | 2 — Грасдаль, |
| 4 — алевролиты и песчаники; | 3 — Ханглечерро, |
| 5 — черные и серые сланцы и алевролиты; | 4 — Вагге, |
| 6 — пестрые сланцы и алевролиты. | 5 — Гамсфьелл, |
| 7 — конгломераты, гравелиты; | 6 — Дакковаре, |
| 8 — аркозы; | 7 — Стангенснесс, |
| 9 — тиллиты. | 8 — Гроннес, |
| | 9 — Лилле-Молвик, |
| | 10 — Батс-фьорд, |
| | 11 — Баснеринг, |
| | 12 — Конгс-фьорд |

Исходя из этих соображений и из ранее приведенного сопоставления разрезов Гекла-Хук со стратиграфическими разрезами Урала, можно предполагать, что подошва тимурия в разрезах Северной Норвегии проходит внутри группы Варангер-си, примерно совпадая с основанием грубообломочных толщ формации Баснеринг. Нижележащая флишеидная формация Конгс-фьорд, имеющая в свою очередь сходство с группой Планетафьелла, а также подстилающие толщи, вероятно, принадлежат к более древним подразделениям рифея. Граница нижнего и верхнего тимурия, если сделанные сопоставления верны, должны проходить выше основания группы Тана или отвечать ему в первом приближении.

Все сказанное представляет некоторый интерес для вопроса о соотношении спарагмита — гиперборей с тимурием. Здесь возможны альтернативы, ввиду нечеткости первоначального определения стратотипа гиперборей в формулировке И. Седерхольма. Она позволяет в качестве такого стратотипа рассматривать весь слабо метаморфизованный докембрий северной Скандинавии, в том числе и нижние серии Финмаркена, поскольку они включались в состав спарагмита. В этом случае гиперборей по объему, по-видимому, значительно превзошел бы тимурий.

Однако можно ограничивать стратотип гиперборей (в его нижней части) лишь теми сериями, которые всеми и безусловно включаются в состав спарагмита, т. е. группами Тана и Лиллехамер. В этом случае гиперборей по объему оказался бы близок к верхнему тимурию. Если бы в дальнейшем удалось доказать одновозрастность обеих серий, а также соответствие их нижней границы — подошве миньярия в стратотипе, то для верхнего тимурия нельзя было бы придумать лучшего названия, чем «гиперборей».

Эти построения пока являются лишь предположительными. Для их проверки и уточнения корреляции потребуется еще больший объем исследований, особенно биостратиграфических.

Существенно терригенный состав большей части спарагмитовых серий Норвегии не позволяет возлагать слишком надежды на карбонатную водородослеву проблему и придает особое значение работам по акритархам. Наличие глауконита в нижнем спарагмите Северной Норвегии позволяет также надеяться на возможность осуществления хорошего контроля радиологическими методами. Только проведение комплексных исследований даст возможность надежно связать в единое целое разрезы Северной и Южной Норвегии, Шпицбергена, а также стратотипические разрезы верхнего рифея Тимано-Уральской области.

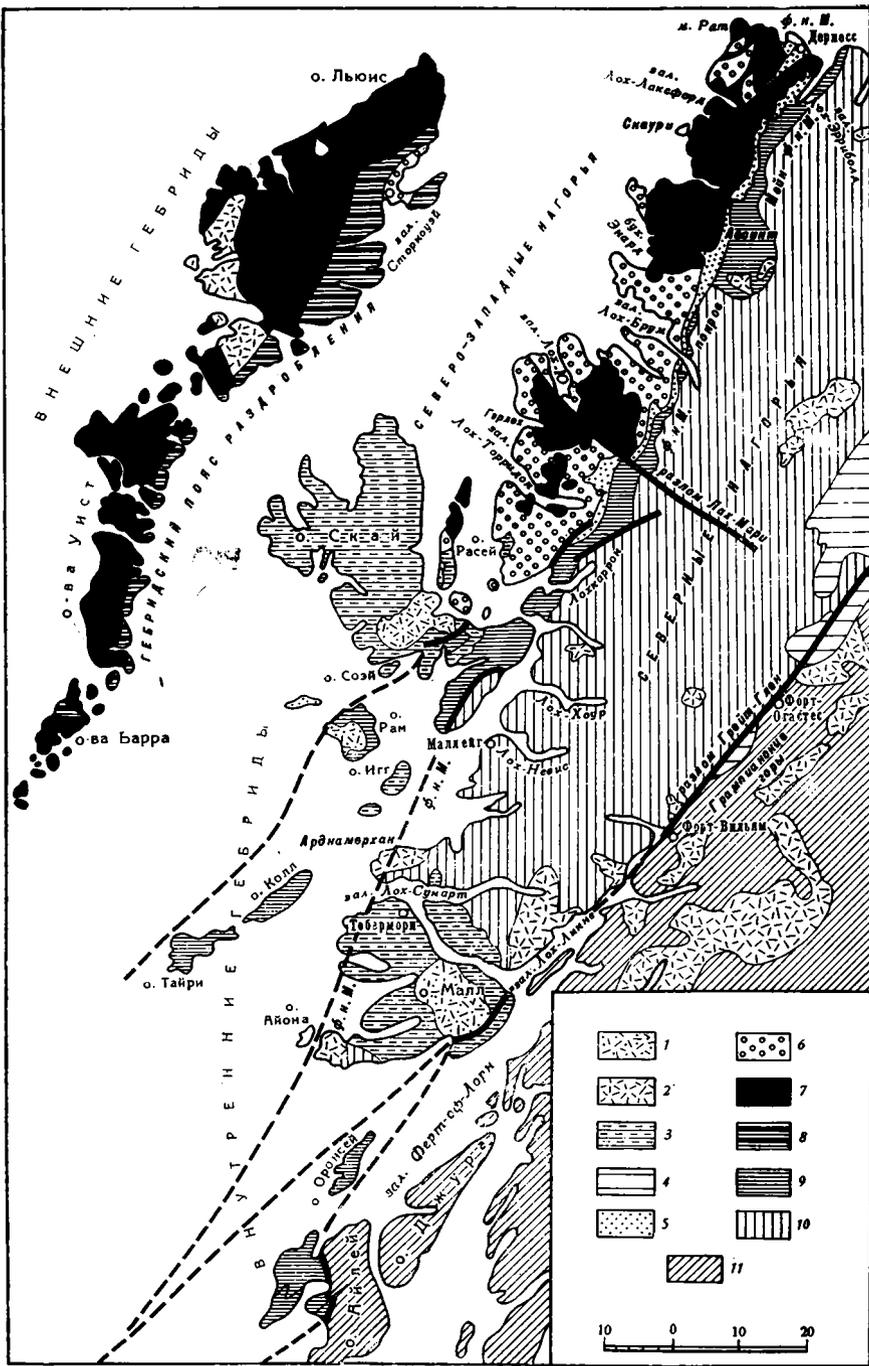
ВЕЛИКОБРИТАНИЯ

Среди разрезов верхнего докембрия Западной Европы наибольший интерес, после Норвегии, представляют разрезы Великобритании. Литологический состав слагающих их толщ изучен очень детально, многие из них датированы радиоизотопными методами, а для некоторых имеются палеонтологические данные, пока еще немногочисленные.

Не приходится сомневаться в том, что тимурий не только развит в составе этих толщ, но и образует их существенную часть.

К тимурию принадлежит целиком или почти целиком верхний докембрий Шотландии. Он представлен, как известно, разрезами двух различных типов. Области их распространения разграничены зоной надвига Мойн, по которому обычно проводят северо-западную границу — северо-западный фронт британских каледонид (фиг. 37).

В Северо-Западных горах Шотландии торридон является признанным аналогом верхнего рифея (Павловский, 1958; Наумова, Павловский, 1961; Steward, 1966; Богданов, Хаин, 1968; и др.). Торридон несогласно залегает на люисийском гнейсовом фундаменте.



Фиг. 37. Геологическая карта севера Шотландии (Андерсон, 1968)

- Ф. н. М.—фронт надвига Мойн;
 1 — комплекс третичных изверженных пород;
 2 — комплекс дотретичных изверженных пород;
 3 — третичные и мезозойские отложения;
 4 — девонские отложения;
 5 — 8 — комплексы форланда;

- 5 — кембро-ордовикский,
 6 — торридонский,
 7 — льюисский метаморфический,
 8 — раздробленные льюисские образования;
 9 — автохтонные покровы льюисских, торридонских и кембро-ордовикских

- образований в зоне крайнего разлома;
 10, 11 — складчатый пояс:
 10 — мойнский и льюисский метаморфические комплексы,
 11 — дальредский и мойнский метаморфические комплексы

Возраст последнего считают весьма древним — его главную складчатость, скаурийскую, датируют цифрами 2460—2600 млн лет (Evans, Park, 1965; Андерсон, 1968), что соответствует границе архея и протерозоя. Люисийский фундамент считают омоложенным событиями эпохи Инвери (около 2200 млн лет) и лаксфордской эпохи (около 1600 млн лет). По новым данным (Moorbath a. o., 1967), люисийский фундамент претерпел воздействия тектоно-магматических событий и на рубеже 1150—1100 млн лет, т. е. в гренвилльское время: отложения торридона содержат переотложенные минералы и гальки пород, изотопный возраст которых лежит в интервале 1149—1176 млн лет (K — Ar, Rb — Sr).

Характер пород торридона достаточно хорошо известен у нас, особенно по работам Е. В. Павловского (1958). По облику эти породы несколько напоминают зильмердакскую свиту грубообломочным составом, обилием аркозового материала в песчаниках и конгломератах, высоким содержанием окислов железа и преобладанием красных тонов в окраске пород. Мощность торридона достигает, а иногда превышает 6000 м.

До недавнего времени торридон считался единой непрерывной серией. По новейшим данным строение его более сложно. При изучении красноцветных пород докембрия в Англии широко применяется палеомагнитный метод; им было впервые установлено наличие перерыва внутри торридона (Irving, Runcorn, 1957), подтвержденное затем детальным картированием (Steward, 1966; Gracie, Steward, 1967; Moorbath a. o., 1967).

Внутри торридона проходит поверхность размыва и углового несогласия, разделяющая его на две части — нижнюю «группу Стёр», или нижний торридон, и верхнюю — собственно торридон, или верхний торридон в составе формаций Диабег, Аплкросс, Олтби и Кайлах-хед.

Группа Стёр в стратотипическом разрезе на п-ове Стёр залегает с конгломератами в основании на поверхности люисийских гнейсов, древний рельеф которых резко расчленен. Красноцветным песчаникам с прослоями конгломератов, слагающим основную часть разреза, подчинены пропластки туффитов и пачки плотных аргиллитов с отдельными мало-мощными прослоями красных мергелей, содержащих очень мелкие желваковые строматолиты. Мощность группы Стёр 400—500 м.

Верхний торридон, или собственно торридон, залегает с угловым и стратиграфическим несогласием то на поверхности люисийского фундамента, то на отложениях группы Стёр. В основании верхнего торридона залегает темноцветная толща Диабег, выполняющая неровности древнего рельефа; она обогащается брекчией древних пород там, где ложится прямо на гнейсы фундамента. Основная часть толщи представлена темно-серыми песчанистыми сланцами; в верхней части им подчинены тонкозернистые розовые и светлые песчаники, в известковистых разрезах которых встречаются ходы червей. Из темных сланцев С. Н. Наумовой был определен верхнерифейский комплекс акритарх (Наумова, Павловский, 1961).

Формация, или группа, Аплкросс сложена по преимуществу розовыми аркозовыми песчаниками и гравелитами, с многочисленными прослоями среднегалечных конгломератов. Для ее пород характерна косая слоистость и своеобразные седиментационные складочки, которые интерпретируются как следы множественных мелких подводных оползаний. В группе Олтби преобладают песчаники с прослоями глинистых и известковистых сланцев. В верхней части разреза формация Кайлах-хед представляет собой толщу переслаивания темных сланцев и красных песчаников.

Все четыре формации не являются в строгом смысле стратиграфическими горизонтами, а лишь литофациальными комплексами (Steward, 1966; Williams, 1966; Selley, Steward, 1967).

Возраст пород группы Стёр оценивается цифрой 935 ± 24 млн лет, а возраст верхнего торридона — 751 ± 24 млн лет (Steward, 1966). Таким образом, обе серии могут считаться аналогами тимурия.

Состав пород торридона неблагоприятен для развития в них водородо-слеваой карбонатной проблематики, и биостратиграфические исследования, вероятно, в дальнейшем будут опираться на акритархи. В этом отношении, как и во многих других, торридон сходен с базальными слоями тимурия, что, в свою очередь, может быть прямо обусловлено сходством условий их образования.

Условия седиментации пород обеих серий торридона подробно изучены английскими геологами (Lowson, 1965; Selley, 1965; Gracie, Steward, 1967). По их данным, обе серии формировались в субаквальных мелководных условиях, частично в условиях дельт; накопление мощных толщ как верхнего, так и нижнего торридона произошло в очень короткий промежуток времени, было «мгновенным» в геолого-историческом смысле. Перерыв, разделяющий эти серии, считают весьма продолжительным, его оценивают цифрами от 50 до 200 млн лет (Steward, 1966).

Однотипные грубообломочные толщи группы Стёр и верхнего торридона исчерпывают весь разрез верхнего рифея района Северных нагорий. Кембрий несогласно перекрывает отложения как группы Стёр, так и верхнего торридона.

К юго-востоку от надвига Мойн, в зоне британских каледонид, верхний докембрий входит в состав ряда покровов и представлен большей частью метаморфизованными породами серий Мойн и Далред.

Нижняя серия Мойн представлена в основном кварц-полевошпатовыми породами, часто превращенными в гранулиты, которым подчинены различные метаморфические сланцы. В ряде разрезов степень метаморфизма ее пород, однако, относительно невысока. Так, например, свита кварцитов Бинейн в районе Кинлохливен сложена кварцитовидными полевошпатовыми песчаниками с хорошо выраженной косою слоистостью, по облику весьма напоминающими породы торридона.

Мойн считался когда-то более древним, чем торридон (Gregory, 1915; и др.), но после работ Б. Пича и Дж. Хорна рассматривается как его стратиграфический аналог (Peach, Horn, 1930; Kennedy, 1951; Sutton, Watson, 1951, 1964; Sutton, 1963; Anderson, 1965; и др.). Данные по абсолютному возрасту согласуются с этой точкой зрения. Нижний возрастной предел серии Мойн устанавливается в 1000 млн лет на основе интерпретации изотопной датировки 890 ± 50 млн лет (Rb—Sr) — максимальной цифры, полученной для ее пород по слюдяным сланцам (Long, Lambert, 1963). Верхний предел — 730—740 млн лет (Rb—Sr) — установлен по возрасту пегматитов, прорывающих эту серию в районе Кнойдарт-Моррар, округа Инвернесс (Giletti a. o., 1961; Long, Lambert, 1963). Исходя из этих цифр, считают, что серия Мойн может отвечать как группе Стёр и верхнему торридону вместе взятым, так и любой из этих серий в отдельности (Moorbath a. o., 1967).

Из-за полного отсутствия признаков перерыва в кровле серии Мойн, которая соединена очень постепенным переходом с серией Далред, корреляция ее с одним нижним торридоном выглядит мало вероятной. Не исключено, что перерыв проходит в средней части серии. Здесь отмечены конгломераты, а нижняя часть серии в ряде районов метаморфизована интенсивнее, чем верхняя (Андерсон, 1968). Однако наличие такого перерыва нельзя считать доказанным.

Серия Далред, согласно залегающая на серии Мойн, носит эвгеосинклинальный характер. В ней преобладают мощные толщии сланцев и филлитов, а в верхней части развиты лавы и другие вулканогенные породы.

Стратотипической областью серии Далред считают Пертшайр. Одним из самых полных разрезов здесь является разрез покрова Илти (о. Эйли, побережье Джюра-Сунда, о. Гарб-Эйлах, оз. Лох-Креран, Бенделох); он включает снизу вверх следующие свиты:

1. Известняки Эйли, черные и серые, плитчатые, в верхней части — с желваковыми строматолитами *Colleniella* Ког.

2. Горизонт карбонатных конгломерато-брекчий, развитый повсеместно. Он хорошо представлен на о. Гарб-Эйлах. Глыбы и гальки карбонатных пород различного размера и степени сохранности сцементированы карбонатным материалом. Этот горизонт обычно объединяют с вышележащим (Spencer, 1969).

Валунные слои Портаскейг; в типовом разрезе о. Эйли они представлены редкоголечными неслоистыми конгломератами с несортированными округлыми и неправильными валунами красного гранита, реже доломита, кварца и светлых кварцитов, заключенными в серо-зеленом грубом цементе. В разрезе о. Гарб-Эйлах, где мощность разреза валунных слоев достигает 600 м, они представляют собой очень сложный комплекс ледниковых отложений.

3. Серо-зеленые аркозовые кварцито-песчаники.

4. «Доломитовая группа» — серые и желтовато-серые доломиты, включающие ряд биогермов пластовых и желваковых строматолитов, а также столбчатых форм, принадлежащих к новому морфологическому роду.

5. Главный кварцит (называемый также кварцитом Джюра или кварцитом Пертшайр) — толщи светлых кварцито-песчаников, мощностью от нескольких сотен до нескольких тысяч метров.

6. Сланцы Исдейл — черные и серые кремнисто-графитистые, богатые пиритом. К этой толще приурочены подводно-оползневые структуры и горизонты конгломерато-брекчий, в цементе которых встречаются микроонколиты *Veticularites bothrydi oformis* (Krasnop.), *V. lobatus* Reitl., *Osagia svalbardica* Milst., *O. minuta* Z. Zhur. (определения В. Б. Забродина).

7 и 8. Филлиты Ардришиг и гравелиты Кринар — грубые кварц-сланцевые сланцы и грубозернистые, нечистые кварциты.

9. Известняки, сланцы, гравелиты и лавы Тейваллех.

10. Песчаники Лох-Авиш.

Суммарную мощность этого разреза оценивают в 11 000 м.

Далред подразделяют обычно на две, реже на три части. При двучленном делении к нижнему Далреду относят интервал разреза до подошвы известняков Тейваллех (Anderson, 1948, 1965). При трехчленном делении (Knill, 1963; Spencer, Pitcher, 1967) верхний Далред сохраняется в том же объеме, а по подошве валунных слоев Портаскейг проводят границу нижнего и среднего Далреда. Верхний Далред обычно целиком относят к кембрию на основании единичной находки трилобита в аналогах свиты Лох-Авиш.

Возраст нижнего (или нижнего и среднего) Далреда считают большей частью позднекембрийским; валунные слои Портаскейг параллелизуют с тиллитами Норвегии и Шпицбергена (Anderson, 1965; Spencer, Pitcher, 1967; Harland, 1969; и др.).

Характер водорослевой проблематики, содержащейся в немногих горизонтах этого разреза, заставляет считать, что от подошвы строматолитовых известняков свиты Эйли, содержащих желваковые строматолиты вендской группы *Colleniella* Ког., до сланцев Исдейл, включающих типичные микрофитолиты четвертого комплекса, весь разрез принадлежит к венду. Совершенно своеобразные строматолиты «доломитовой группы», отвечающие новому морфологическому роду, имеют некоторое сходство с *Poludia*, группой, развитой только в верхней части миньярия и в венде. Биостратиграфические данные подтверждают, таким образом,

примерное соответствие тиллитового горизонта — «валунных слоев» Портаскейг — тиллитам Норвегии и Шпицбергена.

К более древним, чем венд, горизонтам верхнего тимурия, могут принадлежать горизонты Далреда разреза Баллагулиш (районы Северной Баллагулиш, Оних, Аппин, Лох-Линне, о. Лисмор). Он включает, снизу вверх (фиг. 38; Knill, 1963):

| | Мощность, м |
|--|-----------------|
| Сланцы Ливен ¹ — филлитовидные, блестящие серицит-хлоритовые и хлоритовые сланцы | 500—600 |
| Известняки Баллагулиш — полосчатые серые и кремневые известняки со значительной примесью терригенного материала. В отдельных прослоях они содержат желваковые строматолиты <i>Nucleella</i> Kom. | 200 |
| Сланцы Баллагулиш — черные плотные сланцы, богатые пиритом, в верхней части пересланяющиеся с кварцито-песчаниками | 400 |
| Кварциты Аппин — светлые кварцитовые полевэшпатсодержащие песчаники | 300 |
| Известняки Аппин — толща переслаивания светлых известняков, кварцито-песчаников и алевролитовых сланцев | 200 |
| Филлиты Аппин — серые филлитовые сланцы | 100—200 |
| Сланцы Куил-бей — черные, тонкоплитчатые пиритсодержащие сланцы | 100—200 |
| Известняки Лисмор — черные и темно-серые толстоплитчатые известняки, богатые пиритом | Несколько сотен |

Разрез Баллагулиш обычно коррелируют с нижней частью илтийского разреза: известняки Баллагулиш — с известняками Эйли, сланцы Баллагулиш — с валунными слоями Портаскейт, а вышележащую толщу, от кварцито-песчаников, подстилающих «доломитовую группу», до сланцев Исдейл — с интервалом разреза от кварцитов Аппин до сланцев Куил-бей включительно (Anderson, 1965). Иногда сланцы Ливен параллелизуют с «валунными слоями» Портаскейг, а «главный кварцит» — с кварцитами Аппин. Если принять, что эти сопоставления верны, придется считать, что в составе Далреда тимурий представлен отложениями не древнее венда. В последнее время, однако, М. Лесерленд на основе данных детального картирования установил, что в разрезе Баллагулиш представлены в основном горизонты более древние, чем в илтийском, и что аналогами известняков Эйли являются известняки Лисмор баллагулишского разреза (Latherland, 1969). С этими данными, как будто, согласуется и характер строматолитов из известняков Баллагулиш: они близки к *Nucleella* Kom., известной лишь из довендских горизонтов рифея СССР. К сожалению, они представлены единичными формами и имеют довольно плохую сохранность. Поэтому биостратиграфически доказанным в разрезах Далреда Шотландии может считаться только венд, хотя не исключено и присутствие здесь аналогов миньярия.



Фиг. 38. Разрез серии Далред разреза Баллагулиш, Северная Шотландия
 1 — сланцы и филлиты;
 2 — известняки;
 3 — кварциты и кварцито-песчаники

¹ Эту свиту иногда относят еще к серии Мойн (Андерсон, 1968).

В Центральной Англии верхний докембрий представлен формациями эвгеосинклинального типа — осадочно-вулканогенными и вулканогенными, большей частью слабо метаморфизованными толщами, которые выделяются в Шропшайре как урикон и лонгмидий, а в Лейстершайре — как чарнийская «система», или чарний. Площадь распространения каждой из названных «систем» невелика.

Наибольший интерес представляет чарний, с отложениями которого связано уникальное местонахождение докембрийской фауны. Автору удалось наблюдать его во время поездки в Англию в 1969 г.

Строение разреза чарнийской системы освещено У. Уатсом, палеонтологические остатки изучены Т. Фордом (Watts, 1947; Ford, 1958, 1962, 1963). Результаты этих исследований очень четко суммировал недавно А. Ю. Розанов (Розанов и др., 1969). Некоторые новые данные приведены в последней сводке по геологии восточных Мидлендов (Ford, 1968; Allen, 1968; и др.).

Чарний подразделяется снизу вверх на три серии: Блэкбруи, Мэплуэлл и Брэнд, общей мощностью 2500 м. В нижней преобладают вулканогенные, в двух верхних — осадочно-вулканогенные породы. Серия Мэплуэлл, в верхней части которой приурочены фаунистические остатки, достигает мощности порядка 1300 м. Ее нижняя часть сложена главным образом фельзитами, туфоагломератами, в средней преобладают пестрые филлитовидные сланцы. Породы, как правило, сильно ороговикованы. В верхней части серии выделяют слои Вудхаус, представленные мелкозернистыми туфоалевролитами, кремневыми, а иногда превращенными в роговики, и слои Бредгейт, сложенные главным образом туфоагломератами.

Серия Мэплуэлл содержит дайки диоритовых порфиритов. Минимальный возраст их оценивается в 684 ± 29 млн лет. Возраст серии Мэплуэлл считают древнее 696—700 млн лет. Серия Мэплуэлл несогласно перекрыта серией Брэнд, представленной туфоагломератами, фельзитами, сланцами и кварцитами и содержащей в основании конгломерат. Отчетливое угловое несогласие отделяет чарнийскую систему от кембрия. С перерывом между сериями Мэплуэлл и Брэнд связывают диоритовые порфиры, о которых упоминалось выше, с перерывом между чарнием и кембрием — внедрение диоритов Клифф-Хилл. Определение возраста последних дало цифру 547 ± 24 млн лет. Ее считают омоложенной вследствие потери аргона, вероятный возраст диоритов оценивают в 680 млн лет (Ford, 1968).

Если верны приведенные оценки возраста, чарнийскую фауну надо считать древнейшей из известных сейчас фаун эдиакарского типа. Местонахождение, или точнее группа из четырех местонахождений, расположена близ г. Лейстера. Содержащая фауну пачка слоев Вуджаус представлена золотисто-бурыми, плотными, мелкозернистыми, правильно плитчатыми туфоалевролитами. Она прекрасно обнажена, особенно в северном карьере Гольф-Клуба и в Бредгейт-Парке, откуда происходит большинство находок.

Чарнийская фауна очень богата экземплярами, число которых измеряется сотнями. В систематическом отношении она однообразна. Наиболее интересны остатки *Charnia masoni* Ford в форме вайи, с четким центральным стеблем и сегментированными лопастями. Они имеют прекрасную сохранность, но встречаются сравнительно редко. Зато бесчисленны *Charniadiscus concentricus* Ford — отпечатки округлой или овальной формы, с бугорком в центре и слабыми концентрическими валиками; их диаметр варьирует от 2 до 12 см. На хранящемся в Лейстерском университете образце *Charnia masoni* Ford, хорошо видно соединение *Charnia* и *Charniadiscus*, послужившее основанием считать их частями единого организма (Ford, 1963). *Charnia*, как *Rangea* и другие рантеиды, сближаются с пеннатулидами, или морскими перьями (Glaes-

ner, 1966; и др.). Кроме *Charnia* и *Charniadiscus*, Т. Форд отметил в слоях Вудхаус отпечаток, который он сравнивает с *Cyclomedusa davidi* Sprigg, формой, известной из Эдиакарского местонахождения (Ford, 1968). Автору удалось наблюдать еще один отпечаток организма, вероятно, принадлежащего к медузоидам: дисковидное, выпуклое центральное тело диаметром 10—11 см, окруженное широкой неровной каймой с неправильными складками, шириной в несколько сантиметров.

Фауна чарнийской формации, несомненно, имеет сходство с эдиакарской (Glaessner, 1962; Glaessner, Wade, 1966; Ford, 1968). Она, однако, несравненно беднее в систематическом отношении: из по меньшей мере четырех крупных групп, представленных в Эдиакарском местонахождении, присутствуют лишь целентераты, не найдены те организмы, которые в Эдиакаре относят к аннелидам, трилобитоподобным организмам и к предковым формам иглокожих (Глесснер, 1963 и др.; Меннер, 1963).

Указанные отличия, быть может, следует связывать с более древним возрастом чарнийской фауны, которая, как и вмещающие ее толщи чарнийской системы, судя по радиохронологическим данным, должна быть древнее венда.

К сожалению, чарнийская система совершенно лишена карбонатной водорослевой проблематики. Верхний докембрий центральных районов Великобритании не содержит карбонатных биогенных формаций. Эти формации не характерны и для верхнего докембрия полосы байкалид, ограничивающих Европейскую платформу с юга.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА И СОПРЕДЕЛЬНЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ

На обширных пространствах Сибирской платформы и сопредельных складчатых сооружений устанавливаются все три главные подразделения тимурия, что позволяет уверенно говорить об их распространении в пределах Азиатского континента. Однако опорные разрезы рифея Сибири, как платформенные, так и миогеосинклинальные, менее благоприятны для разработки общей стратиграфии тимурия, чем разрезы областей, окаймляющих эпикарельский блок Европейской платформы. Тимурий здесь имеет иное строение, и ни в одном из разрезов пока не наблюдалось полной последовательности его подразделений, достаточно представительно выраженных с палеонтологической точки зрения.

В ряде опорных разрезов Сибири пограничные слои верхнего и среднего рифея сложены карбонатными породами и богаты строматолитами и микрофитолитами, часто хорошо представлены нижние горизонты тимурия, превосходны в ряде случаев и разрезы его верхних горизонтов. Однако здесь нередко выпадает средняя часть тимурия, и венд (юдомий) залегает несогласно на биостратиграфически охарактеризованном и радиологически подтвержденном бирьянии. Таковы платформенные разрезы окраин Анабарского массива, Оленекского и Туруханского поднятий. В более полных разрезах Енисейского кряжа, а также Юдомо-Майского прогиба биостратиграфически охарактеризованный миньярий не устанавливается, и к этому интервалу, целиком или частично, принадлежат немые терригенные толщи чингасанской и уйской серий.

Лишь в северной части Патомского нагорья под вендом (юдомием) устанавливаются биостратиграфические аналоги миньярия; бирьянию здесь соответствуют, вероятно, свиты, охарактеризованные микрофитолитами третьего комплекса, залегающие между миньярием и средним рифеем.

Несмотря на эти особенности строения, разрезы Сибири дают многое для познания верхнего рифея. Здесь существенно дополняется палеонтологическая характеристика базальной части тимурия и устанавливается специфика комплексов водорослевой проблематики смежных с

ними горизонтов среднего рифея. Гораздо полнее, чем в Европейской части СССР, представлен венд.

Мы начнем обзор разрезов с Приенисейской зоны — стратотипа кимайского комплекса; в них впервые для Сибири были установлены био-стратиграфические аналоги типовых разрезов рифея, сначала по строматолитам, а затем и по микрофитолитам (Келлер и др., 1960; Семихатов, 1960, 1962; Журавлева, 1963, 1964).

ПРИЕНИСЕЙСКАЯ ЗОНА

Туруханское поднятие изучено достаточно хорошо. Основная литостратиграфическая схема рифея этого района была разработана Г. И. Кириченко, который выделил здесь в составе верхнего протерозоя свиты: 1) безыменскую; 2) Линок; 3) сухотунгусинскую; 4) деревнинскую; 5) буровой; 6) Коврижки; 7) мироедихинскую с подсвитами: а) надковрижинской, б) монастырской и в) туруханской, позднее переведенными в ранг свит; 8) речкинскую и 9) дурномыскую. В составе деревнинской свиты им были описаны строматолиты *Conophyton*, чередующиеся с *Collenia*, а в вышележащей части туруханского комплекса — колонковые ветвящиеся формы *Collenia*. С небольшими изменениями эта схема была принята В. И. Драгуновым (1961 и др.), который уточнил характеристику свит, несколько модифицировал названия и объем некоторых из них, подразделил разрез на серии, общие с сериями Енисейского кряжа, и выделил свиты, начиная от подошвы свиты буровой, в кимайский комплекс.

Близкую схему расчленения разреза принял и М. А. Семихатов (1962). На основании изученных им комплексов строматолитов он выделил в нем средний и верхний рифей, отнеся к среднему — свиты от безыменской до буровой включительно, а к верхнему — шорихинскую, мироедихинскую, туруханскую, речкинскую и дурномыскую (табл. 16).

Таблица 16

Подразделения верхней части туруханского комплекса рифея в схемах различных авторов

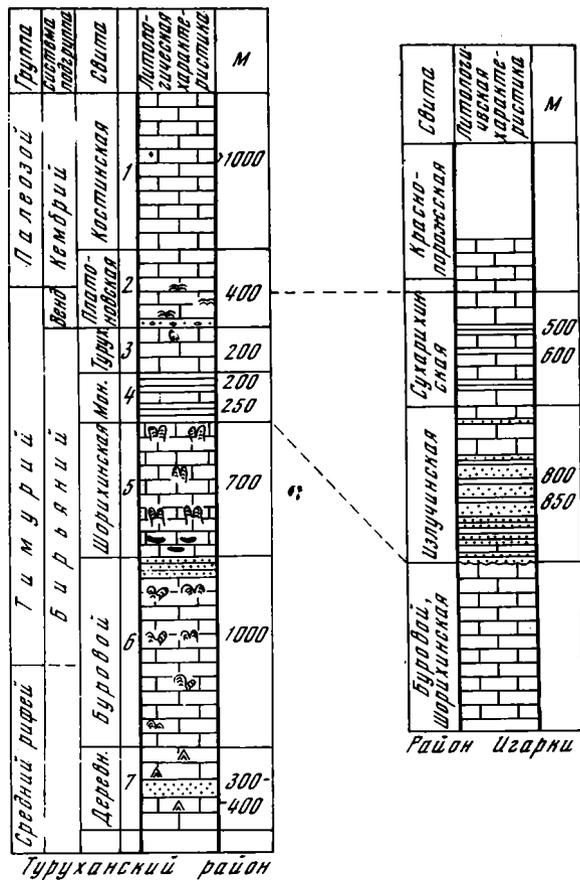
| Г. И. Кириченко (1944—1955 гг.) | | В. И. Драгунов (1961) | | М. А. Семихатов (1962) | |
|------------------------------------|-----------------|--------------------------|----------------|---------------------------|----------------|
| Верхний протерозой | Дурномыская | Кимайский комплекс | Дурномыская | Верхний рифей | Дурномыская |
| | Речкинская | | Речкинская | | Речкинская |
| | Туруханская | | Первопорожская | | Туруханская |
| | Монастырская | | Мироедихинская | | Мироедихинская |
| | Надковрижинская | | Шорихинская | | Шорихинская |
| | Коврижки | | Буровой | | Средний рифей |
| | Буровой | | Второкаменная | Деревнинская | |
| Деревнинская | | | | | |

Несогласно залегающая на этом комплексе платоновская свита, отделенная от него глубоким разрывом, включалась в состав алданского, или керфайского, яруса нижнего кембрия (Кириченко, 1955; Драгунов, 1961; Покровская, 1961; Семихатов, 1962). Г. И. Кириченко отнес ее к верхнему синию, в позднейших схемах она вошла в состав юдомия (венда), частично (Журавлева, 1963) или целиком (Семихатов и др., 1963). К венду относили иногда и низы костинской свиты (Драгунов, 1963).

В такой интерпретации разрез Туруханского района вошел в число опорных разрезов верхнего докембрия (Стратиграфия СССР, 1963). Его считали одним из наиболее полных по стратиграфическому объему: прерыв в основании платоновской свиты большинству исследователей не пред-

Туруханский район (по данным М. А. Семихатова, Г. И. Кириченко, В. И. Драгунова, В. А. Комара, С. Н. Серебрякова, Э. А. Журавлевой и др.).

- 1 — костинская свита, кремовые и буровато-серые кавернозные доломиты, в верхней части с прослоями серых водорослевых известняков и трилобитами *Bulaiaspis* sp., *Tungussia tanica* Rep. и др.;
- 2 — платоновская свита: верхняя часть — серые, желтые и красные доломиты с микрофитолидами четвертого комплекса, нижняя часть — серые доломиты, пачки зеленоватых аргиллитов, содержат *Panicollenia* Korol., *Stratifer* Korol., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop), *Verticillites irregularis* (Reitl), в основании пачка песчаников или конгломерат; глубокий разрыв, угловое несогласие;
- 3 — туруханская свита: пестрые строматолитовые доломиты с *Inseria tjomusi* Kryl., *Tungussia nodosa* Sem., *Turuchania arborea* Sem.;
- 4 — монастырская (мироедихинская) свита, пестрые глинистые сланцы с прослоями известняков и доломитов;
- 5 — шорихинская свита, светлые доломиты, массивные и слоистые, внизу с пластинами линзами кремней, содержат строматолиты *Minjaria uralica* Kryl., *Gymnosolen confragosus* Sem., *Tungussia confusa* Sem. и микрофитолиды третьего комплекса;
- 6 — свита буровой: верхняя часть — глинистые сланцы с прослоями кварцевых песчаников с глауконитом (возраст 925 млн лет), ниже — темные доломиты с *Baicalia lacera* Sem., *Baicalia rara* Sem., *Tungussia confusa* Sem.; нижняя часть: — серо-



розовые доломиты с *Baicalia prima* Sem., внизу изобилуют брекчиевидными и обломочными разностями; 7 — деревинская свита, серые, зеленоватые и вишнево-красные известняки и доломиты с *Baicalia prima* Sem., *Coprophyton metula* Kir., *Conilituus* Masl., *Con. cylindricus* (Grab.), *Colonella* Kom., «якутофитонами» (*Jacotophyton ramosum* Schap., *J. multiformis* Schap.), микрофитолидами *Vesicularites flexuosus* Reitl., а также *Sabellidites* ex gr. *camabriensis*, приуроченными к пачке пес-

чаников, залегающей в средней части свиты.

Район Игарки (по данным В. И. Драгунова, Л. Г. Вороновой, А. Ю. Розанова): краснопорожская свита — красные глинистые доломиты; сузахинская свита — внизу розовые и зеленые доломиты, вверху — темные глинистые и кремнистые, часто водорослевые известняки и доломиты; излучинская свита — красно-бурые алевролиты, аргиллиты, песчаники, конгломераты; свиты буровой и шорихинская — темные известняки, глинистые известняки, сланцы

Фиг. 39. Разрезы верхнего рифея Туруханско-Игарской зоны.

ставлялся значительным. Верхние свиты туруханского комплекса — дурномысская, речкинская, а иногда также мироедихинская и туруханская, — сопоставлялись с миньярской свитой Урала и помещались на один с ней уровень (Семихатов, 1962; Семихатов и др., 1963; Келлер, 1964б; Раабен, 1964а; Комар и др., 1964; Семихатов, Комар, 1965; и др.). Т. Н. Спизарский (1964) предполагал здесь, напротив, длительный перерыв в интервале около 750—650 млн лет, что примерно соответствует миньярию. Автор настоящей работы пришел позднее к тому же выводу

на основании сравнительного анализа строматолитовых комплексов Туруханского района и стратотипической области (Раабен, 1967, 1969; Raaben, 1969).

В работах ряда специалистов, посетивших Туруханский район в 1964—1970 гг., можно найти новые данные по характеристике пограничных слоев верхнего и среднего рифея (Нужнов, Шаповалова, 1965, 1968; Крылов, 1967б; Крылов и др., 1968; Шаповалова, 1968). Наиболее важные коррективы в стратиграфическую схему рифея Туруханского района внесли исследования В. А. Комара и С. Н. Серебрякова (1969). Они показали, что свиты речкинская и дурномысская являются повторением в разрезе свит буровой и шорихинской, что разрез ниже подошвы платоновской свиты завершается туруханской свитой и имеет меньший объем, чем это представлялось ранее (фиг. 39).

Нижняя граница верхнего рифея в туруханском разрезе на большинстве корреляционных схем проходит по границе свит буровой и шорихинской, что соответствует уровню первого появления в нем гимносоленид, или, как часто говорят, уровню смены комплекса с *Baicalia* — комплексом с *Gymnosolen* и *Minjaria*.

Действительно, свита буровой охарактеризована снизу доверху представителями группы *Baicalia*, имеются также указания на присутствие в ней «якутофитонов», изобилующих в нижележащей деревнинской свите (Крылов и др., 1968). Микрофитолиты представлены формами второго комплекса: *Osagia tennilamellata* Reitl. и *O. composita* Z. Zhur.

В шорихинской свите отмечено первое появление *Minjaria uralica* Kryl. и *Gymnosolen confragosus* Sem. и присутствуют микрофитолиты третьего комплекса *Nubecularites uniformis* Z. Zhur.

Уровень появления этих форм в разрезе датирован цифрами, более молодыми, чем на Урале — его принимают, примерно, равным 900 млн лет; цифра 925 млн лет была получена по глаукониту из пачки, венчающей свиту буровой и подстилающей шорихинскую; именно она часто служила исходной для расчета возраста границы среднего и верхнего рифея (Семихатов, 1962; Комар и др., 1964; и др.). Многие авторы отмечали несоответствие этой датировки возрасту основания каратауской серии (Келлер, 1964б; Раабен, 1964а; Нужнов, 1967; и др.). Кроме того, комплекс строматолитов шорихинской свиты казался близким скорее комплексу миньярской или подинзерской и миньярской свит каратауской серии, чем комплексу ее более низких горизонтов (Семихатов, 1962; Крылов, 1963; Раабен, 1964а; Комар и др., 1964).

Некоторые исследователи коррелировали поэтому нижележащую свиту буровой с низами каратауской серии. При этом они предлагали либо рассматривать в качестве стратотипа разрезы Сибири, а не Урала и включать низы каратавия в средний рифей (Семихатов, 1962; Нужнов, 1967), либо объединять катавскую свиту Урала и ее сибирские аналоги, в том числе свиту буровой, в особое нижнее подразделение верхнего рифея (Раабен, 1964а).

Позднее, когда было установлено присутствие катавских форм строматолитов в разрезах Сибири, прежде всего в туруханской свите, упомянутой разницей в цифрах абсолютного возраста нередко пренебрегали.

Однако заметное различие в возрасте слоев основания шорихинской свиты и низов тимурия Урала вряд ли можно отнести за счет неточности определений. Хотя возрастные датировки некоторых свит туруханского разреза дали омоложенные значения возрастов (Келлер, Семихатов, 1968; Хоментовский и др., 1972), возраст кровли свиты буровой был определен однозначно по двум независимым анализам (Гаррис и др., 1964). Это заставляет с полным вниманием отнестись к имеющимся цифрам и требует рассмотрения альтернативы: возможности более низ-

кого положения границы верхнего и среднего рифея в туруханском разрезе.

Разумеется, точное совпадение этого рубежа с границей свиты буровой и вышележащей шорихинской свиты принимается вообще лишь из соображений удобства; немая терригенная пачка, заключающая глаукониты с возрастом 925 млн лет, в равной степени может причисляться и к среднему, и к верхнему рифею. Поскольку в ее подошве не предполагается сколько-нибудь существенного перерыва, речь идет о более низких горизонтах мощной свиты буровой, богатых строматолитами, но не содержащих гимносоленид.

Анализ вертикального распределения строматолитов в миньярии Урала показал, что появление в конкретных разрезах представителей тех или иных надгрупп, в частности, гимносоленид или тунгуссид (в интервале, где такие надгруппы сосуществуют), зависит от особенностей разрезов. Поэтому смена надгруппового состава не может считаться вполне надежным критерием для проведения границы среднего и верхнего рифея в рассматриваемом разрезе в интервале, где данные радиогеохронологии позволяют еще предполагать возрастные аналоги тимурия.

Большое значение, при отсутствии руководящих гимносоленид, приобретает анализ состава других надгрупп. Их вертикальное распределение в разрезах Туруханского района известно по работам М. А. Семихатова (1962), В. А. Комара и С. Н. Серебрякова (1969), И. Н. Крылова и И. Г. Шаповаловой (Крылов и др., 1968, 1970б), В. В. Хоментовского и др. (1972).

Мы уже ранее имели случай отметить своеобразие палеонтологической характеристики свиты буровой на фоне строматолитовых комплексов среднего рифея (Раабен, 1964а). Свообразием отмечена собственно верхняя, большая по мощности часть свиты. Здесь развиты в массовом количестве *Baicalia lacera* Sem., *B. rara* Sem., *Tungussia confusa* Sem., есть также указание на присутствие «якутофитонов». Из этих форм *Baicalia lacera* проходит, как и сопутствующая *Tungussia confusa* Sem., в низы заведомого верхнего рифея, ассоциируя с гимносоленидами в шорихинской свите, а также в свите Серого Ключа Енисейского края (Семихатов, 1962; Комар, Серебряков, 1969). Интервал распространения *B. rara*, по-видимому, ограничен верхней частью свиты буровой. Обе формы *Baicalia* обладают рядом морфологических особенностей, сближающих их с группой *Tungussia* Sem. (Раабен, Забродин, 1972), расцвет которой падает на тимурий.

Baicalia lacera по типу микроструктуры близка к ряду верхнерифейских строматолитов; *Tungussia confosa* близка по текстуре к *T. enpigeni* из верхнего рифея Шпицбергена.

Нижние горизонты свиты буровой охарактеризованы архаичной *Baicalia prima* Sem., широко представленной в различных горизонтах среднего рифея. Что касается «якутофитонов», то ни видовой состав, ни положение их в разрезе свиты не были уточнены. Если оказалось бы, что часть этих сложных построек образована здесь, как и в деревнинской свите, *Conophyton cylindricus* и другими среднерифейскими формами, они датировали бы соответствующие уровни свиты; постройки того же типа, но развивающиеся на основе других видов конофитонов, широко представлены и в тимурии.

Принадлежность части свиты буровой к среднему рифею вероятна как из-за присутствия в ней *Baicalia prima*, так и потому, что в ней известны микрофитолиты, характерные для второго комплекса.

Можно предположить, что подошва тимурия не совпадает ни с одной из литолого-стратиграфических границ и проходит внутри свиты буровой (Раабен, 1971), т. е. несколько ниже, чем это принято считать. Интересно заметить, что В. В. Хоментовский, В. Ю. Шенфиль, М. С. Як-

жем и Е. П. Бутаков (1972) предложили опустить подошву верхнего рифея в туруханском разрезе до подошвы деревнинской свиты или даже еще несколько ниже, ссылаясь на находки в деревнинской свите, кроме богатого комплекса среднерифейских форм, также гимносоленид *Gymnosolen tungusicus* и *Inseria strelnogorica*. Из этих двух новых форм ими описана лишь первая. Реконструированная авторами постройка *Gymnosolen* (?) *tungusicus* (Хоментовский и др., фиг. 70в) нетипична для гимносоленид и кажется скорее принадлежащей к надгруппе *Tungussida*. В этом особенно убеждают наличие в ней клубневидных столбиков и общая ориентировка осей разветвляющихся колонок — скорее веерообразная, чем субпараллельная. Эти особенности морфологии и отмеченное авторами сходство микроструктуры *G.* (?) *tungusicus* и *Baicalia lacera* Sem. ставят вопрос о возможности переопределения названной формы. Вторая из отмеченных форм является *potinnum nudum*. Таким образом, в противовес весьма представительному комплексу форм среднего рифея ставятся формы не вполне достоверной систематической принадлежности. Это заставляет с осторожностью относиться к интересным, но требующим проверки выводам названных исследователей.

В составе строматолитов шорихинской свиты и ее аналога — дурномысской свиты тунгуссиды представлены формами, общими со свитой буровой: здесь, как и ниже, в массовом количестве присутствуют *Baicalia lacera* Sem. и *Tungussia confusa* Sem.; они ассоциируют с *Gymnosolen confragosus* Sem., формой, известной из катавской свиты Южного Урала (Комар, Семихатов, 1965). Здесь были отмечены также *Minjaria uralica* и *M. procera*. О первой форме мы уже писали ранее, что по микроструктуре она отлична от уральской, миньярской, формы и близка к *G. confragosus* (Раабен, 1969). К этой форме близка и *M. procera* из дурномысской свиты (Комар, Серебряков, 1969). Приходится считать, что обе эти *Minjaria* ближе к бирьянским, а не к миньярским видам гимносоленид.

В туруханской свите присутствует характернейшая форма бирьяния — *Inseria tjomusi* Kryl., которой сопутствует *Tungussia nodosa*, — форма, проходящая из среднего рифея; она не находит аналогов среди довольно богатого комплекса миньярских тунгуссид Урало-Тиманской области, от которых резко отлична по типу микроструктуры.

В нижней части платоновской свиты, отделенной от нижележащих перерывом и угловым несогласием и залегающей резко трансгрессивно, присутствует вместе с нестолбчатыми строматолитами *Stratifera* и *Paniscollenia* достаточно представительный комплекс микрофитолитов юдомия, а также *Paleolina evenkiana* Sok. Принадлежность ее нижних горизонтов к венду не вызывает сомнений.

Поскольку речкинская и дурномысская свиты оказались аналогами соответственно буровой и шорихинской свит, в туруханском разрезе нет отложений, которые можно было бы отнести к миньярию. Отсутствие аналогов миньярской свиты в Туруханском районе признает и В. В. Хоментовский, несмотря на то, что речкинская и дурномысская свиты рассматриваются им и его соавторами как самостоятельные подразделения (Хоментовский и др., 1972). Перерыв в основании платоновской свиты, как это предполагал Т. Н. Спижарский (1964), охватывает весьма значительный интервал, а разрез Туруханского района включает лишь низы и верхи тимуряя.

Стратиграфический объем венда в платоновской свите точно не установлен: здесь пока не выделены аналоги тех дробных подразделений, которые намечены для юдомия ряда других районов Сибири исследованиями З. А. Журавлевой, М. А. Семихатова, В. А. Комара и С. Н. Серебрякова (Журавлева и др., 1969; Семихатов и др., 1970).

Нижняя граница кембрия обычно проводится условно в средней

части свиты в интервале между горизонтами с четвертым и шестым комплексами микрофитолитов.

Положение этой границы с большой точностью установлено исследованиями В. В. Миссаржевского и Л. Н. Вороновой на севере Туруханско-Игарской зоны (Розанов и др., 1969).

В разрезе Игарского района (см. фиг. 39) выделяются литологические аналоги свит буровой и шорихинской, с резким угловым несогласием перекрытые отложениями излучинской свиты (Драгунов, 1963). Последняя сложена в большей своей части красноцветными песчано-глинистыми породами, песчаниками и конгломератами; в верхней части в них появляются прослои доломитов с микрофитолитами четвертого комплекса: *Vesicularites porrectus* Z. Zhur., *V. obscurus* Z. Zhur., *V. rectus* Z. Zhur.

Вышележащая, сухарихинская, свита начинается песчаниками и сланцами, а выше представлена переслаиванием известняков и доломитов с подчиненными пачками карбонатных сланцев. В ней отмечены своеобразные столчатые строматолиты, которые сравнивались с формами, известными из дашкинской свиты Енисейского края. На разных уровнях в ней установлены *Nubecularites antis* Z. Zhur. и *N. varius* Z. Zhur., характерные формы немакитдалдынского или верхнеюдомского комплекса микрофитолитов (Журавлева и др., 1969). В верхних метрах сухарихинской свиты появляются характерные формы нижней зоны томмотского яруса нижнего кембрия. Они проходят и в вышележащую краснопорожскую свиту, с которой обычно сопоставляют при картировании верхнюю красноцветную пачку платоновской свиты Туруханского района.

Разрез Енисейского края еще на ранних стадиях становления шкалы верхнего докембрия СССР был увязан, в общих чертах, с разрезом Туруханского района (Кириченко, 1955, 1962; Драгунов, 1958, 1961). М. А. Семихатов к 1960 г. выделил и биостратиграфически обосновал в нем средний и верхний рифей (Келлер и др., 1960; Семихатов, 1962), а также дал его корреляцию с туруханским разрезом на основе сравнительного анализа строматолитов (Келлер и др., 1960; Семихатов, 1960, 1962).

Главным биостратиграфическим репером, соединяющим оба разреза, со времени работ Г. И. Кириченко и В. И. Драгунова служат «слои с конофитонами» джурской и деревнинской свит, принадлежавшие к верхней части среднего рифея (Семихатов, 1962; Крылов и др., 1968). В толщах, залегающих в интервале между этими маркирующими горизонтами и терригенными толщами чингасанской — тассевской серий, выделялись лито- и биостратиграфические аналоги всех свит верхнего рифея туруханского опорного разреза. Строматолиты на Енисейском крае, по данным М. А. Семихатова (1962), имеют сохранность худшую, чем в свитах туруханского разреза. Комплекс их беднее, особенно в шунтарской свите, отвечающей, согласно корреляционным схемам, свите буровой, т. е. пограничным слоям среднего и верхнего рифея. Строматолиты этой свиты представлены практически эндемичной *Pitella lanceolata* Sem. В морфологии ее построек можно усмотреть черты сходства с гимносоленитами (Семихатов, 1962, табл. XII). Однако строматолиты эти кажутся сильно деформированными, и надгрупповая принадлежность их поэтому проблематична.

В вышележащих свитах Серого Ключа и дадыктинской описаны *Gymnosolen confragosus* Sem., *Minjaria uralica* Kryl., *M. nimbifera* Sem., *Tungussia confusa* Sem., и кроме того, *Baicalia unca* Sem. Этот список почти идентичен списку строматолитов из свиты буровой. Хотя енисейская *M. nimbifera* впоследствии не переопределялась, тождественность ее *Inseria tjomusi* Kryl. возможна по аналогии с одноименной типовой туруханской формой. *Baicalia unca* Sem. заменяет здесь *B. lacera* Sem., обе

принадлежат к числу тех байкалий, которые по морфологии построек близки к *Tungussia* (Раабен, Забродин, 1972). *Minjaria uralica* здесь, как и в Туруханском районе, вряд ли может считаться идентичной уральской типовой форме (Раабен, 1969).

Принадлежность нижних свит верхнего рифея Енисейского кряжа к бирьянию в свете имеющихся данных кажется вероятной. Менее ясен вопрос о стратиграфическом положении ослянской серии, включающей нижнеангарскую и дашкинскую свиты. Ослянская серия представляет собой единый осадочный цикл. Она залегает с разрывом, хотя и не всегда четко выраженным, на нижележащих толщах и образована в нижней части грубообломочными, а в верхней — карбонатными и терригенно-карбонатными породами (Кириченко, 1955; Драгунов, 1961, 1963; Семихатов, 1962; Журавлева и др., 1969; и др.). В корреляционных схемах ослянская серия помещена на один уровень со свитами, залегающими в туруханском разрезе выше шорихинской.

М. А. Семихатов (1962) отметил в верхней части нижнеангарской свиты строматолиты *Minjaria nimbifera*, а в дашкинской — *Gymnosolen confragosus*. И. Н. Крылов считает комплекс строматолитов дашкинской свиты идентичным дадыктинскому (Журавлева и др., 1969). Все это, казалось бы, связывает ослянскую серию с нижележащей частью разреза верхнего рифея.

В то же время имеются данные, свидетельствующие о резком разрыве в возрасте, отделяющем ослянскую серию от подстилающих толщ. На юго-востоке Енисейского кряжа в дашкинской свите, по мнению З. А. Журавлевой, лучше, чем где-либо, представлен четвертый (юдомский) комплекс микрофитолитов с четко выраженными нижне- и среднеюдомскими подкомплексами, приуроченными соответственно к нижней и средней частям свиты, и с элементами верхнеюдомского подкомплекса, появляющимися в верхней ее пачке (Журавлева и др., 1969). Строматолиты из дашкинской свиты, описанные как *Gymnosolen confragosus*, резко отличны от типовой формы из шорихинской свиты (Семихатов, Комар, 1965) и не принадлежат к группе *Gymnosolen* (Раабен, 1969). Аналогичные формы отмечены в сухарихинской свите Игарского района (Розанов и др., 1969).

Поскольку в Туруханском районе дурномысская и речкинская свиты оказались лишенными самостоятельного стратиграфического значения, очевидно, что для ослянской серии следует искать иных аналогов. Судя по составу микрофитолитов, ей могут соответствовать низы платоновской свиты.

Сложный вопрос о возрастных соотношениях ослянской серии с тасевской серией не может пока быть решен биостратиграфическим методом. Прямые данные о геологических взаимоотношениях пестроцветов с карбонатными толщами дашкинской свиты отсутствуют, и ряд исследователей считает, что они могут представлять собой фации одновозрастных отложений (Журавлева и др., 1969). Другие авторы полагают, что часть красноцветных толщ может принадлежать к более древним, чем венд, горизонтам верхнего рифея. Исходя из данных об абсолютном возрасте чингасанской серии северных районов Енисейского кряжа (Келлер, Семихатов, 1968; Белянкина и др., 1968), можно считать вероятным, что в этом регионе присутствуют в терригенных фациях аналоги миньярия.

ОЛЕНЕКСКОЕ ПОДНЯТИЕ И АНАБАРСКИЙ МАССИВ

На склонах Анабарского массива и на Оленекском поднятии разрез тимурия сохраняет тот же план строения, что и в платформенной части Приенисейской зоны. Нижние горизонты верхнего рифея довольно тесно связаны со средним рифеем и отделены от венда — юдомия значительным перерывом.

При относительно малых мощностях, разрезы позднего докембрия севера Сибири обнимают все главные подразделения рифея. Лито- и биостратиграфические схемы этих районов разработаны в ходе долготлетних исследований несколькими коллективами геологов (Гусев, 1950; Журавлев, Сороков, 1954; Кабаньков, 1956; Савицкий, 1957; Журавлева, 1961; Битерман, Горшкова, 1962; Виноградов, 1962; Журавлева, Комар, 1962; Комар, 1964, 1966; Журавлева, 1964; Казаков и др., 1965; Голованов, Злобин, 1966; Голованов, 1966, 1970; Мильштейн, 1970; Кабаньков и др., 1970).

Ниже мы базируемся на данных этих исследователей.

На Оленекском поднятии (Комар, 1964, 1966; Журавлева, 1964; Казаков и др., 1965) к тимурию относится верхняя часть солоолийской серии (фиг. 40). Его нижняя граница проводится внутри хайпахской свиты, по кровле горизонта с *Conophyton garganicus* var. *nordicus* Kom. et al., датированного цифрой 1000 млн лет (среднее из двух определений по глаукониту — 1010 и 988 млн лет).

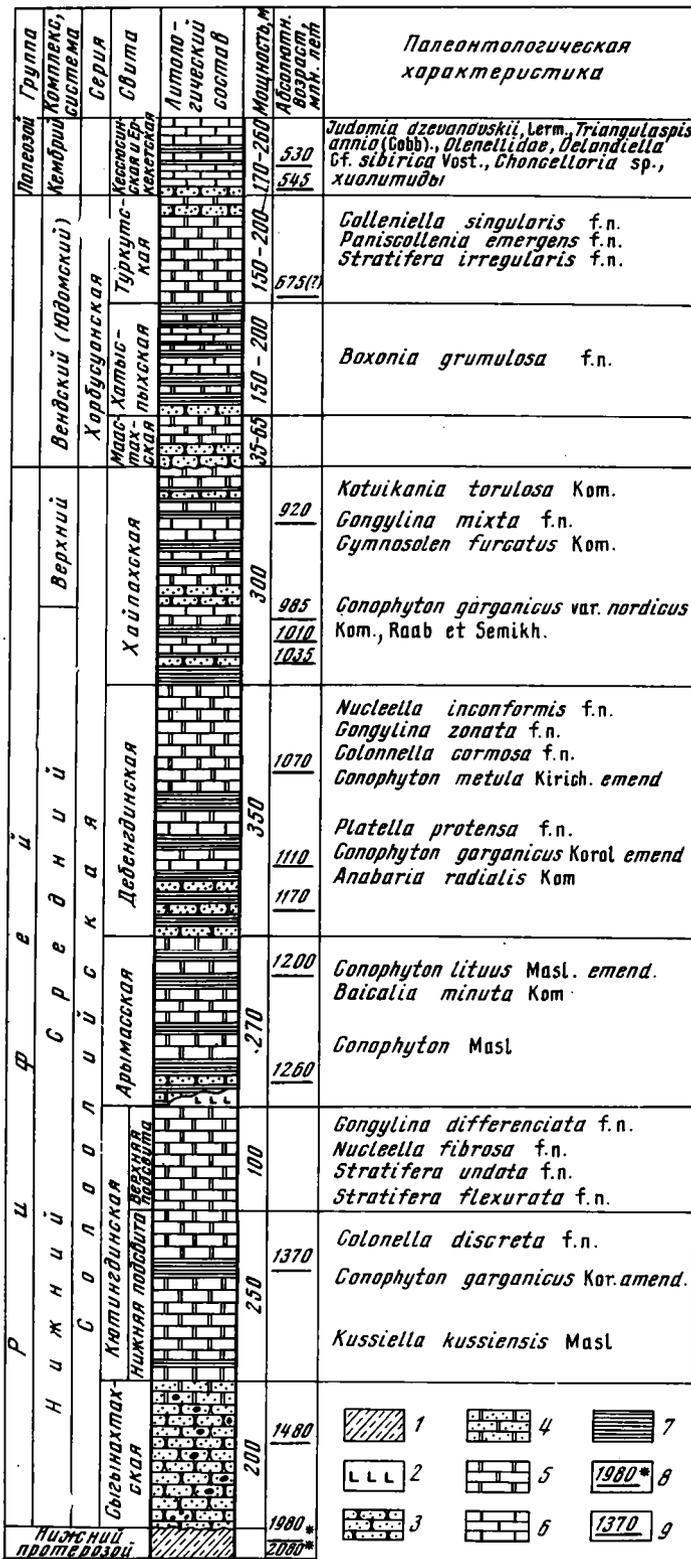
Упомянутый вариант *Conophyton* считается среднерифейским, поскольку формальный вид, к которому он принадлежит, не поднимается выше среднего рифея. Однако *C. garganicus* var. *nordicus* Kom. et al. довольно значительно отличается от типовой формы и по ряду параметров близок к верхнерифейскому *Con. miloradovici* (Комар и др., 1965). Являясь пока эндемичной формой, он не определяет достаточно строго возраста содержащих его слоев.

Нижняя часть хайпахской свиты датирована цифрой 1035 млн лет. Подстилающая, дебенгдинская, свита содержит в кровле желваковые и пластовые строматолиты: *Nucleella inconformis* Kom. и *Gongylina zonalis* Kom., в средней части — *Conophyton metula* Kir. и *Colonella cormosa* Kom., а в нижней — *Platella protensa* Kom., *Conophyton garganicus* Kom. и *Anabaria radialis* Kom. Она охарактеризована микрофитолитами второго комплекса и датирована цифрами абсолютного возраста в интервале 1070—1170 млн лет (по глаукониту).

К верхнему рифею относят две верхние пачки хайпахской свиты: немую пачку песчаников и алевролитов мощностью около 50 м и 150-метровую толщу коричневых и розовато-серых известняков и доломитов с прослоями алевролитов, содержащую в средней части *Gymnosolen furcatus* Kom. и *Gongylina mixta* Kom., а в кровле — *Kotvicania torulosa* Kom. Возраст слоев, залегающих в разрезе над горизонтами с *G. furcatus*, определен в 920 млн лет.

Резкое угловое и стратиграфическое несогласие отделяет эти нижние горизонты разреза тимурия Оленекского поднятия от венда, в состав которого целиком включают сложно построенную харбусуонскую серию: немую маастахскую свиту и вышележащие хатыспытскую и туркутскую свиты, охарактеризованные как четвертым комплексом микрофитоцитов, так и строматолитами. *Voxonia grumulosa* Kom. установлена в хатыспытской свите, пластовые и желваковые строматолиты *Stratifera irregularia* Kom., *Paniscoleenia emergens* Kom. и *Colleniella simplex* Kom. сменяют друг друга в разрезе верхней части туркутской свиты. Абсолютный возраст низов этой свиты определен в 620 млн лет. В кровле свиты местами фиксируется размыв, отделяющий венд от фаунистически охарактеризованного нижнего кембрия.

Разрез Анабарского массива менее мощен и на первый взгляд кажется более просто построенным (фиг. 41). Тимурий слагает верхнюю часть существенно карбонатной толщи, ранее выделявшейся под названием билляхской свиты. Вместе с нижележащей, мукунской, свитой она обнимала весь объем верхнего докембрия склонов Анабара. Позднее обе свиты были возведены в ранг серий; в составе билляхской серии были обособлены котуйканская и юмастахская свиты. Последняя была подразделена В. Е. Савицким на несколько пачек; в основании



- 1 — метаморфизованные породы;
- 2 — днабазы;
- 3 — песчаники;
- 4 — песчаные доломиты;
- 5 — доломиты;
- 6 — известняки;
- 7 — алевриты, аргиллиты, мергели;
- 8, 9 — абсолютный возраст:
- 8 — по слюде и валовым пробам,
- 9 — по глаукониту

Фиг. 40. Разрез рифейских отложений Оленекского поднятия и распределение в нем стратомолитов (Комар, 1966)

верхней из них З. А. Журавлева и В. А. Комар (1962) установили стратиграфическое и угловое несогласие и выделили ее в самостоятельную старореченскую свиту. Ими была установлена принадлежность старореченской свиты к венду, а также позднерифейский возраст подстилающих ее горизонтов юмастахской свиты в наиболее полных разрезах северо-западного склона Анабарского массива. Очень детальные комплексные биостратиграфические исследования опорного разреза на р. Котуйкан, проведенные позднее сотрудиниками НИИГА Н. П. Головановым (1970), В. Е. Мильштейн (1970), Л. Н. Ильченко (1970) и другими, дали практически сходные результаты.

Подосва верхнего рифея в разрезах Анабарского массива проходит внутри довольно однородной толщи, и исследователи несколько расходятся в определении ее точного положения в разрезе (Комар, 1966; Голованов, 1970). Расхождения, однако, не носят принципиального характера; граница проводится в интервале между слоями с желваковыми строматолитами *Nucleella inconformis* Kom. и залегающими ниже слоями с *Colonella cormosa* Kom., а спорная пачка не имеет сколько-нибудь выразительной палеонтологической характеристики.

Столбчатые строматолиты верхнерифейских групп *Gymnosolen* и *Inseria* залегают в разрезе на несколько десятков метров выше слоев с *Colonella cormosa*.

Нижняя часть юмастахской свиты содержит, кроме уже упомянутой *Colonella cormosa*, довольно богатый комплекс столбчатых строматолитов: характерные конофитоны *C. metula* Kir., *C. lituus* Masl., *C. garganicus*, не поднимающиеся выше среднего рифея, *Colonella lineata* Kom., два вида *Baicalia*, *Tungussia laquesa* Col., три формы *Anabaria* Kom., а также пластовые строматолиты групп *Stratifera* и *Irregularia*. Комплекс микрофитолитов своеобразен: здесь отсутствуют характерные для второго комплекса формы *Osagia* и *Vesicularites* и широко развиты *Radiosus* и *Asterosphaeroides*, вместе с которыми встречаются *Glebosites gentilis* Z. Zhur. и некоторые формы *Vermiculites*. Как З. А. Журавлева (1964), так и В. Е. Мильштейн (1970) относят микрофитолиты нижней части юмастахской свиты к третьему (верхнерифейскому) комплексу. Его присутствие в сочетании со среднерифейскими формами строматолитов в горизонтах с возрастом порядка 1100—1300 млн лет считается аномальным (Комар, 1966; Келлер, Семихатов, 1968). Однако, если обратиться к очень детальным данным В. Е. Мильштейн о распределении микрофитолитов в опорном разрезе западного склона Анабарского массива, можно заметить, что появление наиболее надежных форм третьего комплекса: *Osagia grandis* Z. Zhur., *Radiosus aculeatus* Z. Zhur., *R. crustosus* Z. Zhur., *R. limpidus* Z. Zhur., а также целого ряда новых форм обеих групп приурочено к интервалу разреза между слоями с *Gymnosolen furcatus* Kom. и слоями с *Nucleella inconformis* Kom. В нижележащих пачках юмастахской свиты из ранее известных форм третьего комплекса присутствует *Glebosites gentilis*, который в разрезе Анабара имеет вообще очень широкое вертикальное распространение (Мильштейн, 1970), и некоторые формы *Asterosphaeroides* — группы, представители которой известны из отложений как нижнего, так и верхнего рифея, но еще мало изучены в среднем рифее.

Уже упомянутое появление более надежных в стратиграфическом отношении форм третьего комплекса устанавливается выше слоев с *Nucleella inconformis*. Можно предположить, что именно этот рубеж отмечает границу среднего рифея и тимурия в анабарском разрезе, особенно принимая во внимание приведенные выше данные В. А. Комара (1966) о положении названной границы в разрезе Оленекского поднятия. Действительно, слои, охарактеризованные *Nucleella inconformis*, залегают там ниже слоев с *Conophyton garganicus* var. *nordicus* и относятся еще к среднему рифею. В. А. Комар подчеркнул, что в разрезах рифея Анабар-

ского массива и Оленекского поднятия намечается единая последовательность ряда горизонтов с определенными строматолитами, могущими служить для детальной увязки разрезов в пределах северного региона Сибирской платформы. Кажется вероятным, что и слои с *Nucleella inconformis* Ком. являются одним из таких горизонтов и могут быть использованы для корреляции пограничных слоев среднего рифея и тимурия.

Выше границы появления верхнерифейских *Osagia* и *Radiosus* — вероятной подошвы тимурия — в юсмастакской свите, как и в хайпахской, прослеживается прежде всего горизонт с *Gymnosolen furcatus*, а близ ее кровли — горизонт с *Kotuicania torulosa*. В интервале между этими двумя общими для региона горизонтами в разрезах Анабара описаны эндемичные столбчатые формы: *Inseria macula* Gol., *Boxonia lissa* Ком., а также многочисленные пластовые и желваковые строматолиты: *Stratiferia pseudocolumnata* Ком., *S. planusata* Gol., *Irregularia configurata* Gol., *Gongylina differenciata* Ком., *G. mixta* Ком. и др.; непосредственно над горизонтом с *Kotuicania* Н. П. Головановым отмечена пачка с *Inseria variusata* Gol. (Комар, 1966; Голованов, 1966, 1970). Выше этих слоев, имеющих очень ограниченное пространственное распространение, фиксируется перерыв и угловое несогласие.

Верхняя часть разреза рифея на Анабарском массиве представлена старореченской свитой, низы которой датированы цифрой 675 млн лет (по глаукониту). Вендский возраст ее хорошо доказан присутствием представительного сообщества микрофитолитов четвертого комплекса (Журавлева, 1964; и др.). Им сопутствуют в низах свиты столбчатые строматолиты *Boxonia grumulosa* Ком., впервые описанные именно из этих горизонтов; сейчас они являются одной из руководящих форм нижней части венда — юдомия (Семихатов и др., 1970). В верхней части старореченской свиты изобилуют пластовые и желваковые строматолиты, комплекс которых сходен с комплексом туркутской свиты Оленекского поднятия.

Разрез докембрия венчается так называемым немакит-далдынским горизонтом (Савицкий, 1962), который, по данным В. В. Миссаржевского (1969), является членом единой со старореченской свитой серии осадков и характеризуется присутствием микрофитолитов *Nubecularites antis* Z. Zhur., *N. abustus* Z. Zhur., *N. orbicularis* Z. Zhur., а также *Anabarites trisulcatus* Miss., а в верхней части (норильская пачка) — водорослями *Epiphyton inopinatus* Voron., *Girvanella problematica* Nick. et Ether. и *Renalcis*.

Непосредственно выше этой пачки, которая повсеместно прослеживается на северо-западном склоне Анабарского массива, залегают отложения зоны *Ajacyathus sunnagnicus* — *Tiksitheca licis* — нижней зоны томмотского яруса нижнего кембрия.

В строении разреза тимурия Анабарского массива и Оленекского поднятия, несмотря на некоторую разницу в мощностях и литологическом составе пород, имеется много общего.

Нижние горизонты верхнего рифея, отвечающие в нашей схеме бирьянию, входят в состав нижнего структурного яруса чехла этих северных районов Сибирской платформы, основанием уходящего в нижний рифей. Подошва тимурия не отмечена ни несогласием, ни сколько-нибудь заметным перерывом; ни в том, ни в другом районе она не нашла отражения в литостратиграфической схеме. Цифры абсолютного возраста, полученные для горизонтов, залегающих между слоями со среднерифейскими строматолитами и слоями с верхнерифейскими *Gymnosolen* и *Inseria*, лежат в интервале 1035—985 млн лет, что хорошо согласуется с данными, полученными для стратотипической области.

Стратиграфический объем нижней части разреза тимурия близок в обоих разрезах, судя по общим для них горизонтам столбчатых строма-

толитов. Радиометрические данные заставляют считать, что эта часть разреза не выходит за пределы бирьяния. Отличие видового состава представленных в этом регионе верхнерифейских групп столбчатых строматолитов от видового состава комплексов Урала и южных районов Сибири может зависеть от того, что соответствующими фациями здесь представлены несколько иные горизонты одного и того же интервала. Их можно также поставить в связь, как и необычное для упомянутых областей богатство пластовыми и желваковыми строматолитами, с палеотектоническими особенностями северного региона Сибирской платформы.

Вендский (или юдомский) комплекс водорослевой проблематики является единым как для северных, так и для южных районов Сибири, и намечается единая схема их более дробного расчленения (Семихатов и др., 1970).

ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ

Один из интереснейших разрезов верхнего рифея представлен в составе патомского комплекса (или патомской серии) Приленской зоны Патомского нагорья; ее строению посвящен ряд широко известных работ (Старостина, 1935; Чумаков, 1956, 1958; Головенко, 1957; Журавлева и др., 1959; Бобров, 1960; Головенко и др., 1963; Жаднова, 1968; Хоментовский и др., 1969, 1972; и многие другие).

На фиг. 42 приведен разрез верхней части серии, от валюхтинской свиты, которую относят в основном еще к среднему рифею, до подошвы кембрия, положение которой довольно точно устанавливается в середине нохтуйской свиты (Розанов и др., 1969).

Практически все толщи верхней части патомской серии богаты микрофитолитами, по которым и было впервые осуществлено ее биостратиграфическое расчленение (Журавлева, 1962, 1963) и которые явились объектом ряда позднейших исследований (Дольник, 1969; Якшин, 1970; и др.). Строматолиты, значительно менее широко распространенные в составе серии, лишь недавно стали предметом систематических исследований (Шенфильд, 1968; Дольник, 1969), хотя некоторые формы были описаны здесь и ранее (Крылов, 1967а, б; и др.).

Из валюхтинской свиты сейчас описаны новые формы групп *Baicalia* (*B. valuchtensis* Dol., *B. hirta* Dol.), *Stratifera* (*S. sarmensis* Dol.) и множество микрофитоцитов, представленных в основном типичными для второго комплекса формами: *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* Reitl., *O. undosa* Reitl., *Vesicularites composites* Z. Zhur., с которыми ассоциируют некоторые новые формы, недавно установленные в составе свиты: *Osagia densa* Voron., *Vesicularites spinosus* Dol. и др. Тот же комплекс характерен для нижележащей баракунской свиты. В карбонатной верхней пачке валюхтинской свиты — каланчевской толще, присутствуют, кроме того, несколько новых форм *Osagia* и *Vesicularites*, не встреченных ниже (Дольник, 1969; Якшин, 1970).

В подошве жуинской свиты проходит резкая граница смены комплекса микрофитоцитов. В этой свите появляется ряд характерных форм третьего комплекса: *Radiosus aculeatus* Z. Z., *R. crustosus* Z. Zhur., *R. stripitus* Z. Zhur., *Asteroesphaeroides legibilis* Z. Zhur., *A. floriformis* Z. Zhur. и др., а также ряд новых, представляющих почти исключительно те же группы. *Osagia* здесь немногочисленны, а вецикуляриты исчезают совершенно (Журавлева, 1963, 1964; Дольник, 1969; Воронцова, 1974 г.).

Выше лежащая ченчинская свита в нижней своей части (в алянчской подсвите, которую иногда выделяют в особую свиту) характеризуется своеобразными крупножелваковыми караваеобразными строматолитами, выделенными Т. А. Дольником в группу *Tinnia*, и микрофитолитами *Radiosus sphaericus* Z. Zhur., *R. badius* Z. Zhur., *Asterosphaeroides serratus* Z. Zhur., *A. stellatus* Nar., *A. multus* Voron., *Osagia grandis* Z. Zhur.,

1 — нохтуйская свита (верхняя часть пестроцветной свиты): известняки, доломиты, глинистые сланцы и аргиллиты, в верхней пачке — обломки раковин *Cirtothecidae*; *Chancelloria* sp.; ниже — строматолиты *Parmites victorius* Sid., *Tunicata noctuica* Sid., *Sacculia* (?) *zonalis* Korol., *Ilicia* (?), *Columnacollenia*, *Boxonia zharcovi* Korol.; *Nubecularites parvus* Z. Zhur. и водоросли *Renalcis polymorphus* Masl.;

2 — нижняя часть пестроцветной свиты: красные и серые известняки и доломиты с *Columnaefacta vulgaris* Korol., *C. cf. tigris* Korol., *C. elongata* Kor., *Boxonia knjasevi* Dol., *Paniscollenia* Korol., *Stratifera* Kor., *Nucleella* Kom., *Asterosphaeroides segmentatus* Korol., *A. radiatus* Korol.;

3 — тинновская свита: серые известняки с прослоями терригенных пород, содержит *Columnaefacta* sp., *Paniscollenia* sp., *Stratifera* sp., *Nubecularites catagraphis*;

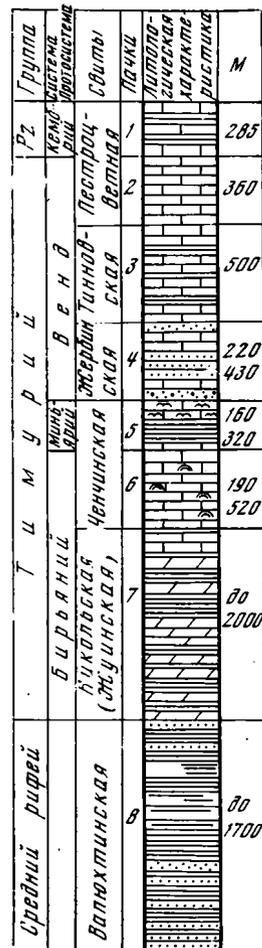
4 — жербинская свита: песчаники, местами доломиты и конгломераты; содержит *Linella simica* Kryl., *Djerbia grumulosa* Dol., *Osagia recta* Voron., *Vesicularites undularis* Voron. Определение абсолютного возраста по глаукониту около 600 млн лет. В жербинской, тинновской и нижней части пестроцветной свиты содержатся, кроме того, формы четвертого комплекса микрофитолитов: *Vesicularites lobatus* (Reitl.), *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *V. tortuosus* Reitl., *Osagia caudata* Korol., *Volvatella* sp.;

5 — ченчинская свита, верхняя подсвита, массивные и плитчатые известняки, мергели, прослон терригенных пород. *Patomia ossica* Kryl., *P. ambigua* Dol., *Inseria gigantea* Dol., *I. tchentsha* Dol., *Inseria djeimi* (= *Lenia jacutica* Dol.), *Katavia lenaica* Schenf., *Dabania schopischica* Schenf., желваковые строматолиты группы *Tinia* Dol., микрофитолиты третьего комплекса (18 форм), шесть новых видов *Asterosphaeroides*, описанных Г. В. Воронцовой, *Osagia tenuilamellata*;

6 — нижняя подсвита: слонстые и массивные известняки с желваковыми строматолитами группы *Tinia* pl. sp., микрофитолиты *Osagia grandis* Z. Zhur., *Radiosus sphaericus* Z. Zhur., *R. badius* Z. Zhur., *Asterosphaeroides serrotus* Z. Zhur., *Asterosphaeroides stellatus* Nar., *A. multus* Voron., *A. primus* Voron., *Glebosites gentilis* Z. Zhur., *Vermiculites anfractus* Z. Zhur.;

7 — жуинская (никольская) свита: красноватые и зеленые глинисто-известковые и кварц-известковые сланцы или мергели и глинистые известняки, в верхней части терригенную смесь, микрофитолиты: *Radiosus aculeatus* Z. Z., *R. crustosus* Z. Z., *R. stirpitus* Z. Z., *R. modestus* Voron., *Ast. floriformis* Z. Zhur., *A. legibilis*;

8 — валухтинская свита, черные, серые и зеленоватые глинистые и алевролитовые сланцы с прослоями и линзами карбонатных пород, количество которых возрастает с юга на север, близ кровли свиты — невыдержанная пачка темных массивных или слонстых кварц-полевошпа-



товых песчаников с пачками сланцев. *Baicalia valuchtenia* Dol., *B. hirta* Dol., *Stratifera sarmensis* Dol., *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* Reitl., *O. undosa* Reitl., *O. densa* Voron., *Vesicularites flexuosus* Reitl., *V. composites* Z. Zhur., *V. spinosus* Dol.

Фиг. 42. Стратиграфический разрез верхней части патомского комплекса (Чумаков, 1956; Дольник, 1969)

Glebosites gentilis Z. Zhur., *Vermiculites anfractus* Z. Zhur. и некоторыми другими (Дольник, 1969; Якшин, 1970).

При совершенно невыразительных пока строматолитах вся эта часть разреза верхнего рифея Приленской зоны по составу микрофитолитов более всего напоминает верхнюю подсвиту юсмастахской свиты Анабарского массива; там, однако, подобный комплекс теснее связан с нижележащими толщами, как сходным групповым составом, так и несколькими проходящими формами *Radiosus* и *Asterosphaeroides*.

В верхней части алянчской подсвиты появляются столбчатые строматолиты, описанные Т. А. Дольник как *Lenia jacutica* gr. et f. n. Сравнение образцов этих строматолитов с голотипом *Inseria djeimi* заставляя

автора настоящей работы считать обе формы тождественными. Вместе с *Tinnia*, они поднимаются в верхнюю, холычскую, подсвету ченчинской свиты. В составе последней Т. А. Дольник установила, кроме того, две новые формы *Inseria*. Из верхних горизонтов описаны *Patomia*, в том числе *P. ossica* Kryl. К верхней части ченчинской свиты принадлежат, по-видимому, также *Katavia lenaica* Schenf. и *Dabanina chopichica* Scheuf. (Хоментовский и др., 1972). Строматолитам сопутствует весьма полно представленный третий комплекс микрофитолитов, в котором, наряду с 18 ранее известными формами, появляется более десяти новых (Дольник, 1969).

Вышележащие жербинская, тинновская и часть нохтуйской свиты достаточно обоснованно относятся сейчас к венду: в жербинской свите присутствуют строматолиты *Linella simica* Kryl., *Dgerbia grumulosa* Dol., микрофитолиты представлены здесь новыми формами *Vesicularites* и *Osagia*, но в вышележащей тинновской свите содержится типичные формы четвертого (юдомского) комплекса: *V. bothrydioformis*, *V. lobatus* в ассоциации со строматолитами *Paniscollenia* sp. и *Columnaefacta* sp. (Журавлева, 1964; Шенфиль, 1968; Дольник, 1969). В средней части нохтуйской свиты ниже подошвы кембрия прослеживаются аналоги немакит-далдынского горизонта.

Хотя жербинской свитой начинается, как считают обычно, новый цикл осадконакопления, в ее основании присутствуют лишь местные перерывы (Старостина, 1935; Чумаков, 1958; Бобров, 1960; Хоментовский и др., 1969; и др.).

Таким образом, в отличие от тех опорных разрезов Сибири, которые были рассмотрены выше, в верхнем рифее Приленской зоны Патомского нагорья нет крупного предъюдомского несогласия и перерыва, стратиграфический объем его полнее. Именно здесь, в толщах, подстилающих палеонтологически охарактеризованный венд, появляются такие элементы миньярского комплекса строматолитов, как *Inseria dejimi*, а также *Patomia*, которая может отвечать еще более высоким горизонтам тимуря.

Вопрос о характере нижней границы верхнего рифея в какой-то степени является сейчас дискуссионным. На большей части стратиграфических схем она проводится в подошве жуинской свиты, с которой совпадает, как мы уже говорили, и граница резчайшей смены комплекса микрофитолитов. В свете этих данных приходится считать, что подошва тимуря лежит внутри практически непрерывной серии осадков: прежние представления о крупном несогласии в основании жуинской свиты, как известно, были полностью опровергнуты (Журавлева и др., 1959; Головенко и др., 1963; и др.).

Несколько иную точку зрения на положение и характер границы разбивают В. В. Хоментовский, В. Ю. Шенфиль, М. С. Якшин и Е. П. Бутаков (Хоментовский и др., 1969, 1972). Они выделяют из состава валюхтинской свиты карбонатную каланчевскую пачку и переводят последнюю в ранг свиты. Эта свита или пачка сопоставляется ими с голоуспенской и улунтуйской свитами Прибайкалья, а отчасти и с карагасской свитой Присаянья, и рассматривается как нижний трансгрессивно залегающий член байкальского комплекса. Возраст последнего авторы считали «скорее позднерифейским, чем среднерифейским», не настаивая на точном соответствии байкальского и вышележащего юдомского комплексов подразделениям общей шкалы рифея, или «эталонам европейских стандартов» (Хоментовский и др., 1969). Позднее байкальский комплекс стал отвечать, в интерпретации тех же авторов, лишь верхней части каратауской серии уральского стратотипа (Хоментовский и др., 1972).

Палеонтологические данные, как представляется, не дают пока достаточного основания для пересмотра границы среднего и верхнего рифея, принятой на унифицированных схемах. Основной состав комп-

лекса микрофитолитов валюхтинской и каланчевской свит одинаково представлен рядом типовых форм второго комплекса. Из новых форм *Osagia* и *Vesicularites*, указанных из каланчевской свиты, некоторые известны также в более древних горизонтах среднего рифея того же района (например, *O. densa* Dol.) или других опорных разрезов (*V. consuetus* Yakch.), некоторые встречены, кроме каланчевской, также в голоустенской и улунтуйской свитах, распространение же их в иных разрезах неизвестно (Дольник, 1969; Якшин, 1970). Что же касается отождествления форм микрофитолитов второго комплекса из каланчевской свиты с формами из миньярия стратотипической области, то после работ В. Е. Забродина оно должно быть целиком отнесено за счет недостаточно внимательного подхода к диагностике этих форм.

Пожалуй, только присутствие *R. aculeatus* в отложениях каланчевской свиты (Якшин, 1970) и чрезмерная резкость смены группового состава комплексов микрофитолитов в подошве жуинской свиты, наводящая на мысль о фациальной обусловленности этой смены, заставляет все же ставить вопрос о возможности более низкого положения границы среднего и верхнего рифея в опорном разрезе Патомского нагорья.

Ввиду отсутствия строматолитовых горизонтов, а также глауконит-содержащих пачек в той его части, которая должна отвечать бирьянию, разрез этот, исключительно важный для стратиграфии средней части тимурия Сибири, менее благоприятен для решения вопросов, касающихся пограничных слоев среднего и верхнего рифея, чем другие спорные разрезы Сибири, в частности, чем разрезы Юдомо-Майского региона, к рассмотрению которого мы переходим далее.

ЮДОМО-МАЙСКИЙ РЕГИОН

Разрез верхнего докембрия Юдомо-Майского региона, один из числа немногих, обнимающих все основные подразделения рифея, по праву включен в число его опорных разрезов; обсуждалась даже возможность рассматривать его в качестве основного стратотипа рифея (Келлер, 1964б; Нужнов, 1967). Верхний рифей в его составе представлен, однако, далеко не наилучшим образом, за исключением венда — юдомия. К нижележащим горизонтам тимурия на Учуро-Майской плите и в Юдомо-Майском прогибе относили большей частью лишь немые терригенные толщи изменчивого состава и мощности. Только в последнее время здесь стали достоверно известны биостратиграфические аналоги нижней части каратауской серии (Комар, Семихатов, 1965; Шенфиль, 1968; Крылов и др., 1968; Забродин, 1968а; Комар и др., 1970). Они установлены в верхних горизонтах существенно карбонатной майской серии, которая в течение ряда лет причислялась целиком к среднему рифею (Келлер и др., 1960; Нужнов, Ярмолук, 1963; Комар и др., 1964; Нужнов, 1967; и др.). Отдельные исследователи видели в ней наилучший тип этого подразделения (Нужнов, 1967).

Несмотря на свою неполноту, разрез тимурия Юдомо-Майского региона представляет значительный интерес для проблемы его нижней границы, и мы подробно рассмотрим имеющиеся в геологической литературе данные.

Литолого-стратиграфическая схема верхнего докембрия Юдомо-Майского региона вырабатывалась на протяжении ряда лет (Ярмолук, 1946, 1956; Нужнов, Ярмолук, 1959, 1963; Нужнов, 1967). В. А. Комаром, М. А. Семихатовым, С. Н. Серебряковым и Б. М. Вороновым (1970) был предложен несколько измененный вариант, учитывающий новые биостратиграфические данные как по Учуро-Майскому региону, так и по смежным районам Дальнего Востока (табл. 17).

Данные о биостратиграфии средне- и верхнерифейских отложений региона, после монографических исследований С. В. Нужнова (1967),

Таблица 17

Схемы расчленения среднего — верхнего рифея

| В. А. Ярмолюк, С. В. Нужнов (1963); С. В. Нужнов (1967) | | | | В. А. Комар, М. А. Семихатов, С. Н. Серебряков, В. Г. Воронов (1970) | | |
|--|--------------|-----------------|---------------------------|---|----------------|--------------|
| Серия | Свиты | Подсвиты | Единицы общей шкалы | | Серия | Свиты |
| Уйская | | | R ₃ | R ₃ | Уйская | |
| Майская | Лахандинская | Игниканская IV | R ₂ | | R ₂ | Лахандинская |
| | | Нельканская III | | Нерюенская | | |
| | | Миль-конская II | | | | |
| | | Кумахинская I | | | | |
| | | | | | Керпильская | |

были существенно дополнены исследованиями И. Н. Крылова, В. А. Комара, И. Г. Шаповаловой, В. Ю. Шенфиля, М. А. Семихатова, С. Н. Серебрякова, З. А. Журавлевой и В. Е. Забродина. Юдомской свите этого стратотипического для нее региона посвящена особая монография (Семихатов и др., 1970). Далее мы кратко коснемся ее основных выводов. Разрез подстилающих отложений тимурия Юдомо-Майского региона и распределение в нем строматолитов и микрофитолитов приведены по данным всех перечисленных выше исследователей (фиг. 43).

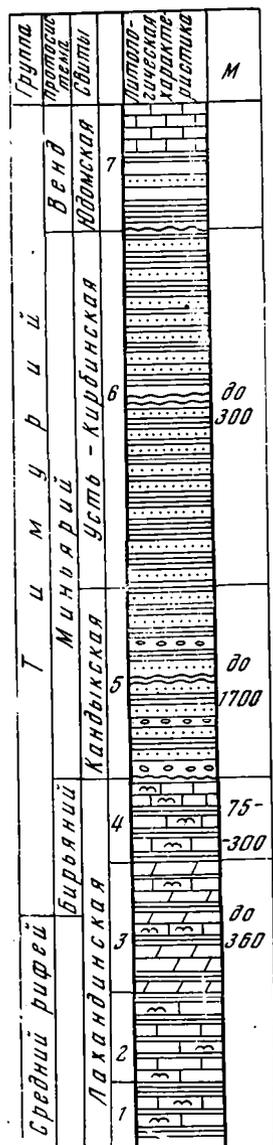
Граница тимурия со средним рифеем кажется здесь более четкой, чем в разрезе Туруханского района; в подошве игниканской толщи отмечено резкое исчезновение среднерифейских конофитония и «якутофитонов» и одновременно — появление верхнерифейских *Inseria*, *Jurusania* и *Gymnosolen confragosus* (Комар, Семихатов, 1965; Крылов и др., 1968). Одновременное появление в игниканской свите богатого комплекса верхнерифейских везикуляритов вместе с *Osagia crispa* Z. Zhur., *Radiosus* sp., *Vermiculites anfractus* Z. Zhur., *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., и *Gleboites gentilis* Z. Zhur. установил В. Е. Забродин (1968а, б).

В то же время отдельные элементы комплекса водорослевой проблематики, характерного для игниканской свиты, отмечены в нижележащей нельканской подсвите — *Baicalia lacera* Sem., *B. maica* Nuzhn., *Tungussia sibirica* Nuzhn., *Vesicularites vapolensis* Zabg. (Крылов и др., 1968; Забродин, 1968а). Именно этот комплекс имеет как бы переходный характер, а не комплекс игниканской свиты, как это иногда считают (Крылов и др., 1968). Игниканская свита включает, напротив, руководящие формы катавско-демьинских горизонтов стратотипа и, бесспорно, принадлежит к бирьянию. Кроме *Inseria tjomusi* Kryl. и *Gymnosolen confragosus*, здесь присутствует *Jurusania nisvensis*, определенная из сборов В. А. Комара автором этой работы, а позднее — также обнаруженная В. Ю. Шенфилом (Хоментовский и др., 1972). Непонятно, в чем могла бы заключаться «несколько большая архаичность» форм из игниканской свиты по сравнению с одноименными катавскими (Крылов и др., 1968). Совместное нахождение с ними *Baicalia lacera* Sem. позволяет считать, что эта последняя форма довольно обычна для бирьяния, хотя, по-видимому, она происходит из несколько более нижних горизонтов, принадлежащих еще среднему рифею.

Говоря о «смешанном комплексе» нельканской подсвиты, нельзя забывать, что данные о послонном распределении форм внутри этой толщи, достигающей мощности нескольких сотен метров, еще предстоит выяснить. Однако уже сейчас положение границы среднего и верхнего рифея устанавливается в Юдомо-Майском регионе с хорошей для рифея

Фиг. 43. Разрез верхней части рифейских отложений Учуро-Майского региона (по данным С. В. Нужнова, В. А. Ярмолюка, В. А. Комара, М. А. Семихатова, С. Н. Серебрякова и др.)

- 1—4 — лахандинская свита (серия): 4 — игниканская подсвита (свита) (75—300 м), серые и зеленовато-серые, реже красные известняки и доломиты, часто строматолитовые и онколитовые, местами песчанистые, с пачками аргиллитов, песчаников, алевролитов. Строматолиты: *Inseria tjomusi* Kryl., *Jurusania nisvensis* Raab., *Gymnosolen confragosus* Sem., *Baicalia maica* Nuzh., *B. lacera* Sem., *Tungussia sibirica* Nuzh., микрофилиты: *Vesicularites enigmatus* Zabr., *V. vapolensis* Zabr., *V. raabenaе* Zabr., *V. parvus* Zabr., *V. subinensis* Zabr., *B. elongatus* Zabr. верхнерифейского типа. Возраст кровли по глаукониту 890 млн лет;
- 1—3 — нерюенская свита:
- 1 — кумахинская подсвита, пестрые аргиллиты с прослоями строматолитовых известняков, в основании местами гематитовые руды и бокситы, состав строматолитов тот же, что в мильконской подсвите;
- 2 — мильконская подсвита, буровато-красные и серые известняки, часто строматолитовые, глинистые известняки с пропластками глинистых сланцев. Строматолиты *Con. cylindricus*, *C. lituus*, *C. metula*, «якутофитоны», *B. prima*, *B. ingilensis* Nuzh., *Vesicularites krylovi* Zabr.;
- 3 — нельканская подсвита — до 360 м, серые и красно-бурые мергели и аргиллиты, известняки, местами строматолитовые с *Baicalia prima* Sem., *B. maica* Nuzh., *B. lacera* Sem., *T. sibirica*, *Conophyton lituus*, *Con. metula*, *Con. cylindricus*, «якутофитонами» (*J. remosum* Schar., *J. multiforme* Schar.), *V. vapolensis*: Во всех трех подсвитах присутствует второй комплекс микрофилитов: *Os. tenuilammelata* Reith., *O. composita* Z. Zhur, *O. columnata* (Reith.), *V. flexuosus* Reith., *V. composites* Z. Zhur и др.;
- 5 — кандыкская свита, бурые, коричневатые, серые кварцевые, часто косослоистые песчаники, алевролиты и аргиллиты, разрез непостоянен, мощность сильно варьирует (до 1700 м);
- 6 — усть-кирбинская свита, коричневые, красные и серо-зеленые алевролиты и аргиллиты, разнозернистые, местами полимиктовые, толщина не выдержана по мощности (до 3000 м);
- 7 — юдомская свита



степенью точности в интервале между мильконской и игниканской подсвитами лахандинской свиты.

В последнее время были сделаны попытки понизить рубеж верхнего и среднего рифея в Учуро-Майском регионе до подошвы ципандинской свиты (Хоментовский и др., 1972) или даже до основания майской серии (Комар, 1973) и тем самым включить в состав верхнего рифея горизонты, содержащие самые богатые комплексы среднерифейских форм. В обоснование приводились: находки в мильконской свите таких характерных форм тимурия как *Gymnosolen ramsayi* Steinm., *Inseria tjomusi* Kryl., *Jurusania cylindrica* Kryl.; присутствие в ципандинской свите *Minjaria uralica* Kryl. (Хоментовский и др., 1972); сходство пластовых строматолитов (?) *Malginella* из малгинской и ципандинской свит с аналогичными образованиями из катавской свиты Южного Урала по их микроструктуре; наконец, подобие в строении майской и катавской серий при полном литологическом сходстве пестроцветных членов обоих разрезов. Это сходство, как представляется, скорее служит аргументом против названной корреляции, чем в ее пользу, ибо вероятность повторения литологи-

чески похожих комплексов на одном стратиграфическом уровне в столь удаленных регионах, как Урал и восточная окраина Сибирской платформы, весьма мала.

Поэтому мы рассмотрим лишь палеонтологические доводы. Обращаясь к ним, заметим, что *Malginella* из катавской свиты еще не описаны, но что даже если эти структуры на Урале и в Сибири идентичны, их биостратиграфическая значимость в межрегиональном плане сама по себе требует доказательств. Что касается столбчатых строматолитов, то их изображения опубликованы (Хоментовский и др., 1972); это позволяет оценить формы на конкретной основе.

Исходя из предположения, что авторами приведен наиболее представительный материал, приходится заметить, что он недостаточен для подтверждения столь важных и интересных стратиграфических выводов. Ни одна из реконструкций и фотографий ни в отдельности, ни в их совокупности не дает представления о комплексе признаков, необходимых для родового определения, а потому групповая принадлежность каждой из форм остается недоказанной. Так, например, изображения формы, определенной как *Gymnosolen ramsayi* Steinm. (Хоментовский и др., 1972, фиг. 73в), не позволяют видеть ни одной из особенностей, типичных для группы, кроме, может быть, гладкой поверхности столбиков. Трудно согласиться и с тем, что строматолиты из второй подсвиты лахандинской свиты, определенные как *Inseria tjomusi* Kryl., «по морфологии вполне соответствуют голотипу» (Хоментовский и др., 1972, стр. 331). Миниатюрные, с ровной поверхностью столбики, изображенные на фиг. 73г (там же), имеют мало общего с крупными, грубобристыми столбами уральской типовой формы.

Реконструкция строматолита из ципандинской свиты, определенного авторами той же работы как *Minjaria uralica*, изображает очень гладкие, субвертикальные столбы (там же, фиг. 73а), похожие на столбики *Minjaria*, однако на фотографии того же строматолита (там же, табл. XLIII, фиг. 1) хорошо видны крупные карнизы, что заставляет усомниться в точности реконструкции. Аналогичные сомнения возникают по тем же причинам и в отношении других строматолитов, принятых за верхнерифейские формы авторами указанной работы. Если в их распоряжении нет лучшего материала, групповую принадлежность перечисленных столбчатых форм надо считать определенной провизорно. Пока нет достаточных оснований опускать границу среднего и верхнего рифея ниже того интервала, где проходит постепенное, но все же достаточно резкое замещение среднерифейского комплекса водорослевой проблематики верхнерифейским, т. е. интервала между милькопской и ингиканской подсвитами лахандинской свиты.

Первая из них датирована цифрой 1000 млн лет, вторая — 890 млн лет (Гаррис и др., 1964; Комар и др., 1970). Это практически снимает вопрос о перекрытии цифр возраста низов тимурия стратотипического разреза Урала цифрами, датирующими кровлю тех толщ, которые ранее причислялись в Юдомо-Майском регионе к среднему рифею. Если прежде расхождение лишь с трудом можно было отнести за счет неточности определений (Раабен, 1964а), то сейчас оно свелось до минимума, и им можно пренебречь.

Аналоги бирьяния хорошо устанавливаются в Юдомо-Майском регионе биостратиграфическими данными; для миньярия такие данные пока отсутствуют. Единичные радиологические определения позволяют считать вероятным миньярский возраст уйской серии. Цифра 720 млн лет приведена для кандыкской свиты Учуро-Майской плиты (Комар и др., 1970), где разрезы уйской серии маломощны и, по мнению многих, неполны. Кандыкская свита резко сокращается в мощности в направлении Алданского щита и, как считают, может полностью выклиниваться в районе Майского выступа (Безр, 1965; Чиков, 1970).

Размыву, отчетливо выраженному в основании уйской серии в бассейне р. Май (Нужнов, 1967; и др.), может соответствовать больший или меньший перерыв во времени; сколько-нибудь четкого структурного несогласия здесь не отмечалось. Напротив, в основании вышележащей юдомской свиты несогласие выражено чрезвычайно резко.

Юдомская свита выделяется на обширной территории и выходит за пределы распространения более древних толщ рифея, залегая трансгрессивно как на различных горизонтах рифея, так и непосредственно на нижнем докембрии. В основании ее обычно фиксируется четкий перерыв, но в случаях ее залегания на усть-кирбинской свите перерыв иногда выражен слабо или даже кажется отсутствующим (Башарин, Самозванцев, 1964; Безр, 1965; Семихатов и др., 1970). Сопоставление цифр абсолютного возраста, датирующих усть-кирбинскую свиту (695 млн лет), породы предъюдомского ингилийского массива (660—690 млн лет) и средние горизонты юдомской свиты — 650 и 635 млн лет (Семихатов и др., 1970) свидетельствуют, во всяком случае, о небольшой продолжительности перерыва.

Представления о юдомской свите, как о чрезвычайно однообразной, в общем, толще доломитов и доломитистых известняков (Нужнов, 1967; и др.), сейчас пересмотрены. В свете новых данных юдомская свита оказывается сложно построенным комплексом карбонатных и песчано-глинистых пород.

М. А. Семихатов, В. А. Комар и С. Н. Серебряков (1970) выделили в пределах территории ее развития различного типа разрезы и установили, что наиболее изменчивой и непостоянной по составу является нижняя часть свиты, основание которой резко асинхронно. В наиболее полных разрезах базальные горизонты, выклинивающиеся на поднятиях, представлены немymi терригенными толщами. Карбонатные отложения в нижней части свиты развиты неравномерно, и толщи их имеют различный стратиграфический объем в разных районах. Они слагают большую часть свиты в разрезах «майского типа», представленных в бассейне среднего течения р. Май и верхнего Учуга.

Верхняя часть свиты представлена более однородными, существенно доломитовыми толщами; подошву последних считают изохронной, отвечающей границе ниже- и верхнеюдомской подсвит, которые картируются на большей части территории развития свиты (Семихатов и др., 1967, 1970).

Юдомская свита характеризуется богатым комплексом микрофитоцитов, установленным З. А. Журавлевой, а позднее изученным также Л. И. Нарожных и другими исследователями. Он включает большую группу *Vesicularites*: *V. bothrydioformis* (Krasnop.), *V. concretus* Z. Zhur., *V. lobatus* Z. Zhur., *V. rectus* Z. Zhur., *V. parrectus* Z. Zhur. и др., а также *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *Nub. antis* Z. Zhur., *Vermiculites tortuosus* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Nar. и ряд других форм.

З. А. Журавлева установила приуроченность части этих форм только к нижеюдомской, других — к верхнеюдомской подсвитам, и, наконец, некоторых из них — лишь к наиболее высоким слоям свиты, непосредственно подстилающим основание кембрия, — аналогам немакит-далдыкского горизонта Анабарского массива. Выделенные ею три подкомплекса прослеживаются на значительной части Сибирской платформы и, вероятно, имеют межрегиональное значение.

Комплекс строматолитов юдомской свиты был недавно описан монографически (Семихатов и др., 1970). Он включает столбчатые строматолиты *Boxonia grumulosa* Kom. и *Jurusania judomica* Kom. et Sem., приуроченные к нижней подсвите, *Boxonia ingilica* Kom. et Sem., *B. allahjunica* Kom. et Sem., *Jurusania sibirica* (Yak.) и *Linella simica* Kryl., тяготеющие к верхней подсвите, а также более широко распространенные по

вертикали нестолбчатые *Paniscollenia emergeus* Kom., *Colleniella singularis* Kom. и *Congylinia nodulosa* Kom. Соответственно авторы монографии различают нижний (кухтадырский) и верхний (улаханский) подкомплексы юдомского комплекса и, прослеживая их в ряде районов Сибири, видят именно в них основу выделения дробных единиц общей шкалы в самой верхней части докембрия.

Кроме строматолитов и микрофитодитов, в юдомской свите отмечены находки остатков предположительно животного происхождения: *Anabarrites trisulcatus* Miss., *Suvorovella* и *Majaella*, приуроченные обычно к самой верхней ее части, а именно к немакит-далдынскому горизонту и его аналогам.

Верхняя граница рифея на Юдомо-Майской плите и особенно в смежной части Алданского щита отвечает основанию томмотского яруса, причем детальные исследования показали, что этот рубеж не всегда совпадает с границей типичных светлых юдомских доломитов и вышележащей красной свиты нижнего кембрия. В ряде случаев он проходит, строго говоря, еще внутри литолого-стратиграфического подразделения, именуемого юдомской свитой (Розанов, Миссаржевский, 1966; Розанов и др., 1969; Семихатов и др., 1970).

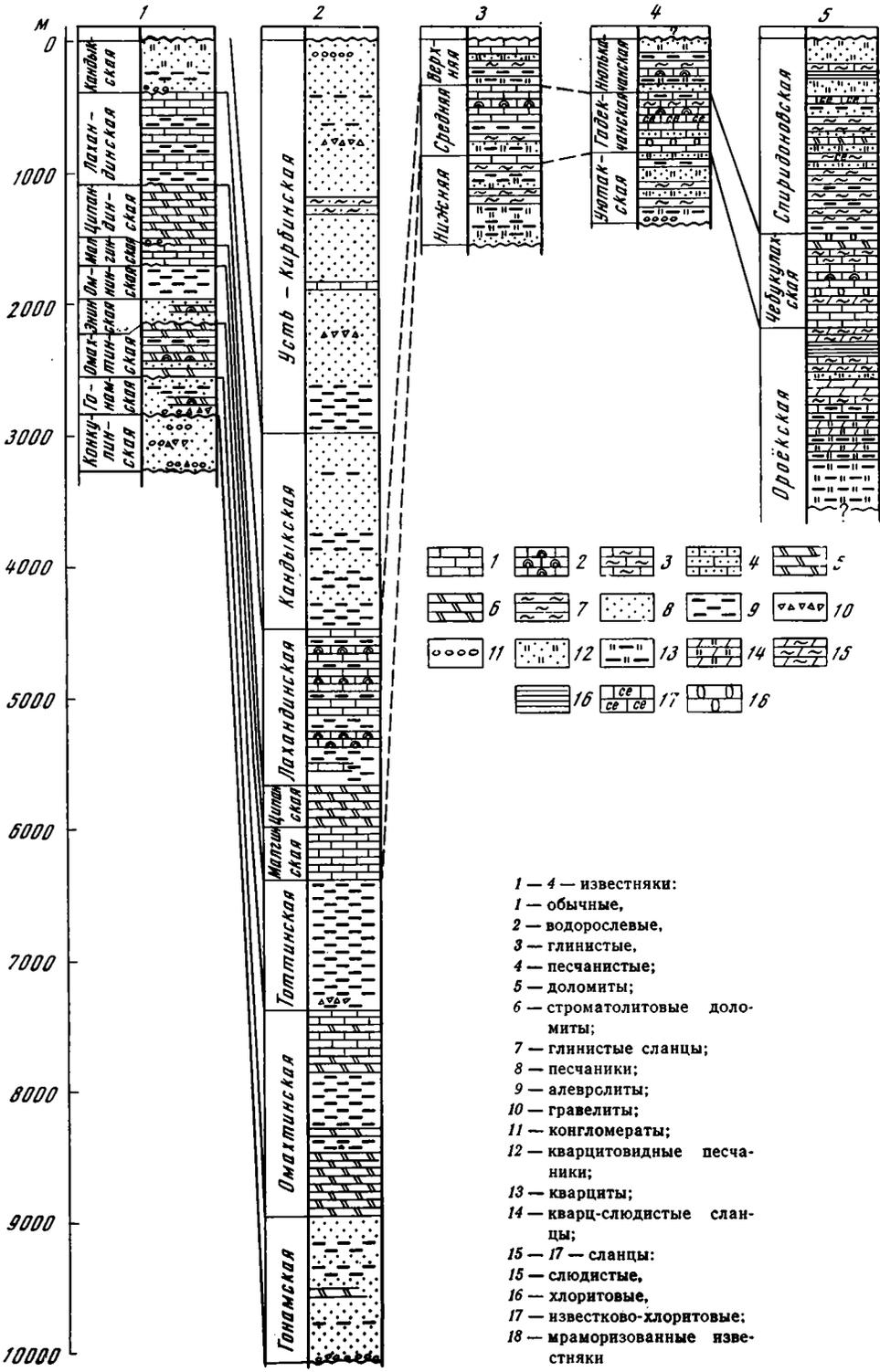
СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Биостратиграфические аналоги верхнего рифея установлены и в пределах складчатых зон, примыкающих с востока к Сибирской платформе. Они слагают верхнюю часть субплатформенных серий верхнего докембрия срединных массивов: Охотского, Омолонского и Колымского. Разобраные разрезы этих массивов, стратиграфия верхнего докембрия которых была изучена Е. Г. Песковым, Ф. Ф. Велдяковым, Г. А. Гринбергом, Б. В. Пепеляевым, А. А. Николаевым, С. М. Тильманом, А. П. Шпетным, Б. А. Сиятковым, Р. С. Фурдуйем и рядом других исследователей, в последнее время увязаны в общих чертах как между собой, так и с опорным разрезом Юдомо-Майского региона (Чиков, 1970; фиг. 44).

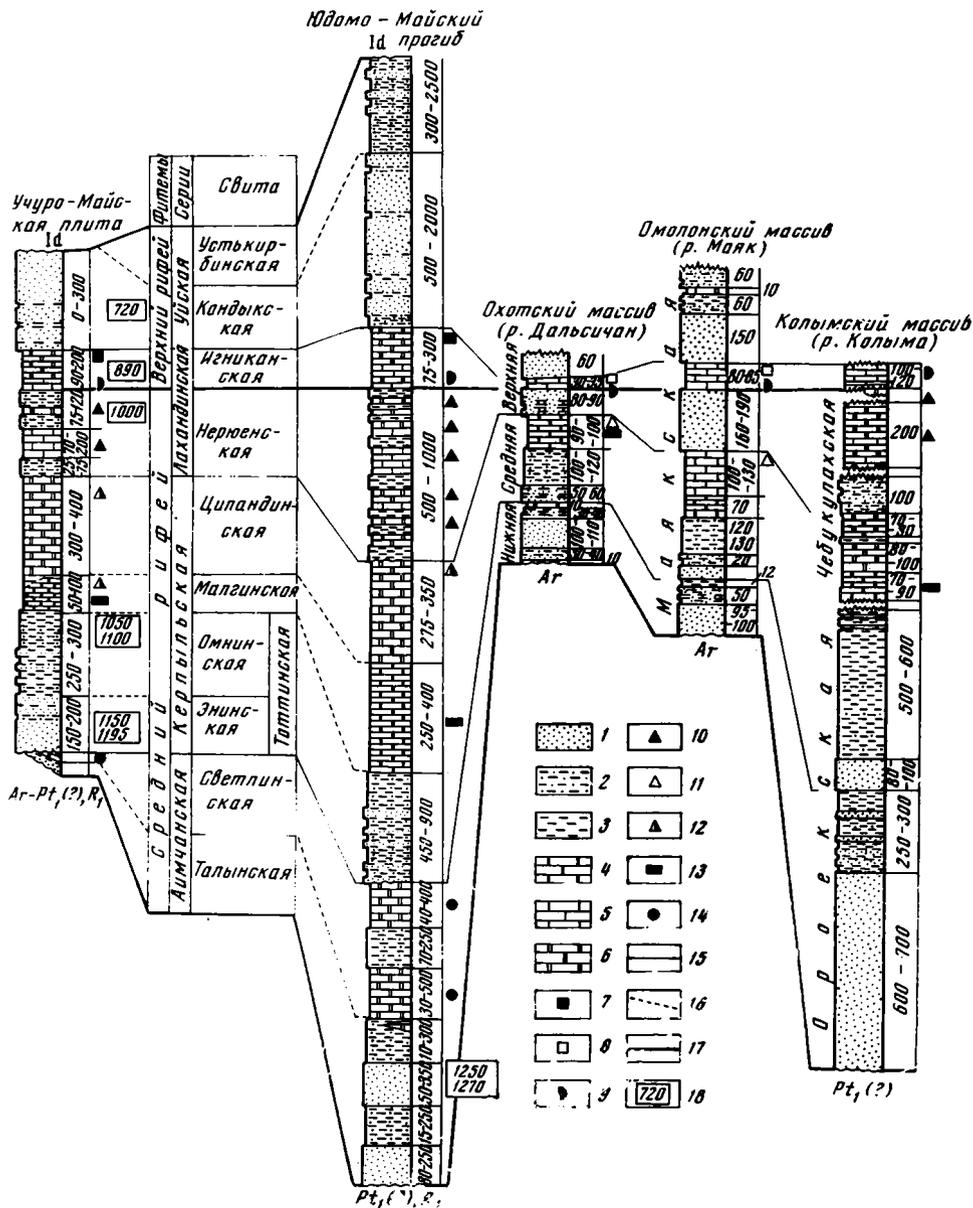
Общность рифейской истории развития этих массивов и юго-восточного региона Сибирской платформы особенно четко выявилась на основе биостратиграфических исследований (Фурдуй, 1968; Комар и др., 1970; фиг. 45). Верхнерифейские отложения установлены в составе верхней (нюлькачанской) свиты Охотского массива, маякской свиты Омолонского массива и в отложениях, залегающих над чебукулахской свитой Колымского массива. Их подстилают отложения среднего рифея, в различной степени доказанные палеонтологически. Наиболее представительный комплекс остатков описан Р. С. Фурдуйем из чебукулахской свиты Приколымского поднятия. Он включает *Conophyton lituus* Masl., *Con. cylindricus* (Grab.), *C. metula* Kir., *Colonella tuberculata* Furd., *Pitella lanceolata* Sem., *Baicalia* cf. *ingilensis* Nuzh., *B. adelostriata* Fur., *Tungussia confusa* Sem. и катаграфии *Vesicularites flexuosus* Reith. В более нижних горизонтах отмечена *Malginella malgica* Kom., характерная форма малгинской свиты Юдомо-Майского региона. Эта же форма датирует средним рифеем так называемую среднюю свиту Охотско-Куктуйского междуречья Охотского массива (Комар и др., 1970). Менее доказателен среднерифейский комплекс остатков на Омолонском массиве: здесь известны конофитоны, видовой принадлежность которых дискуссионна (Фурдуй, 1968; Комар и др., 1970).

Из верхнего рифея, кроме *Inseria tjomusi*, установленной в разрезах всех трех массивов, на Колымском массиве, в бассейне р. Налучье, Р. С. Фурдуй описал ряд новых форм: *Conophyton miloradoviči* var. *kolyimensis* Furd., *Minjaria nalucica* Furd., *Inseria fibrilosa* Furd., *Colonella tubrealata* Furd. З. А. Журавлевой здесь определены катаграфии *Nubecularites uniformis*.

Алданский щит Южно-Майский прогиб Охотский массив Приколымское поднятие (западный склон)



Фиг. 44. Схема корреляции рифейских отложений Северо-Востока СССР (Чиков, 1970)



Фиг. 45. Схема корреляции рифейских отложений Северо-Востока СССР (Комар и др., 1970)

- | | | |
|--|---|--|
| <p>1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — пестроцветные пелитоморфные известняки; 5 — прочие известняки; 6 — доломиты; 7 — 12 — строматолиты: 7 — <i>Gymnosolen confragosus</i>, 8 — <i>Gymnosolen</i> sp., 9 — <i>Inzeria tjomusi</i>,</p> | <p>10 — <i>Conophyton cylindricus</i>, <i>Vaicalia</i> pl. sp., а на Колымском массиве и <i>Conophyton metula</i>, 11 — <i>C. cylindricus</i>, 12 — <i>Vaicalia aimica</i>; 13, 14 — другие формы ципандинского комплекса (13 — <i>Malginella malgica</i>, 14 — <i>Svetliella svetliica</i>, <i>Collonnella kylachii</i>) и свет-</p> | <p>линского комплекса; 15 — 17 — стратиграфические границы: 15 — серый, 16 — свит, 17 — фитем рифея; 18 — изотопный возраст по глаукониту (индексами показан возраст подстилающих и перекрывающих отложений)</p> |
|--|---|--|

Из отложений горбуновской свиты Приколымского поднятия, залегающей, как считают, трансгрессивно на подстилающих отложениях и представленной доломитами, в верхней части содержащими линзы гематитовых руд и кремни, Р. С. Фурдуй указывает строматолиты *Linella ujatvensis* Furd., новые формы *Stratifera* Korol., новый род *Pseudocolumnaria* Furd., а также определенные З. А. Журавлевой микрофитолиты четвертого комплекса *Veticularites bothrydioformis* (Краспор.) и *Ambigolamellatus horridus*.

Из вышележащей коркодонской свиты им указаны *Stratifera spongiosa* Furd. и характерные для немакит-далдынского горизонта катаграфии *Nubecularites varians* (Фурдуй, 1968). В слоях, залегающих выше, В. А. Комаром были найдены, а В. В. Миссаржевским определены хиолиты томмотского яруса нижнего кембрия.

На Омолонском массиве из верхних горизонтов маякской свиты указан (кроме *Inseria tjomusi* Kryl.) *Gymnosolen*, который Р. С. Фурдуй определял как *G. ramsayi* Steinm., но который В. А. Комар и др. считают возможным определять лишь как *Gymnosolen* sp. Отмеченный Р. С. Фурдуй из более низких горизонтов *Conophyton baculus* эти авторы считают принадлежащим к группе *C. cylindricus*, а включающие их слои маякской свиты относят к среднему рифею.

Gymnosolen ramsayi Steinm. был указан Р. С. Фурдуйем также с Охотского массива. Имеющиеся в нашем распоряжении образцы из сборов С. В. Нужнова показывают, что по микроструктуре эта форма отлична от типовой и, вероятно, является новой. С. В. Нужнов назвал ее *Gymnosolen ochotus*, но не описал.

Таким образом, из широко распространенных руководящих форм в разрезах верхнего рифея всех массивов присутствует лишь типичная для бирьяния *Inseria tjomusi* Kryl. Анализ разрезов рифея, проведенный В. А. Комаром и др. (1970), убеждает в том, что в основном на рассмотренных массивах представлены низы верхнего рифея. Им соответствуют толщи небольшой мощности, образующие верхний член терригенно-карбонатного комплекса, в котором устанавливаются биостратиграфические аналоги среднего рифея Юдомо-Майского региона и прослеживаются гомологи осадочных ритмов, соответствующих аймчанской, керпильской и лахандинской сериям (Комар и др., 1970); лишь верхней части последней отвечает бирьяний.

Миньярий здесь биостратиграфически не установлен, но присутствие венда доказано для Колымского массива (Фурдуй, 1968).

НЕКОТОРЫЕ РАЗРЕЗЫ АФРИКИ, АМЕРИКИ И АВСТРАЛИИ

За пределами материка Евразии и тяготеющих к нему районов Арктики биостратиграфически охарактеризованный тимурий устанавливается в Африке и Австралии по присутствию довольно представительных комплексов строматолитов. Отдельные характерные формы известны и в Северной Америке.

Разрезы с надежной палеонтологической характеристикой пока очень немногочисленны. Именно поэтому каждый из них представляет интерес, свидетельствуя о широком распространении тимурия на земном шаре.

СЕВЕРНАЯ АФРИКА

Многие серии докембрия Африки отнесены на основании историко-геологических и геохронологических данных к докембрию IV, подразделению, которое иногда называется также «верхним инфракембрием» или «терминальным докембрием». Оно датируется цифрами 1000—600 млн лет, т. е. попадает, примерно, в тот же интервал возраста, что и тимурий.

На схематической структурной карте Африки Р. Фюрон и Ж. Домен включили в состав докембрия IV: фальмьен (или фалемий) Западной Африки; серию Уарзаат Марокко; систему Западного Конго и группу Катанга, а также группы Убанга, Линди, Малагараси и систему Буши-майа Экваториальной Африки; системы Бемба и Лютет Анголы; серии Плато; Умкондо, Матсаи и Ламагунди Родезии; серии Букоба и Кения Танганьики; серии Трансвааль, Отави, Дамара Южной Африки, а также некоторые другие (Furon, Domain, 1959).

В сводке по рифею континентов Б. М. Келлер и М. А. Семихатов наметили аналоги нижнего, среднего и верхнего рифея в нескольких регионах. Из многочисленных серий, вероятная принадлежность которых к тимурию устанавливается на основе историко-геологических, или радиохронологических данных, лишь немногие охарактеризованы палеонтологически. Более или менее полные данные получены недавно и лишь для некоторых серий верхнего инфракембрия северо-западной Африки.

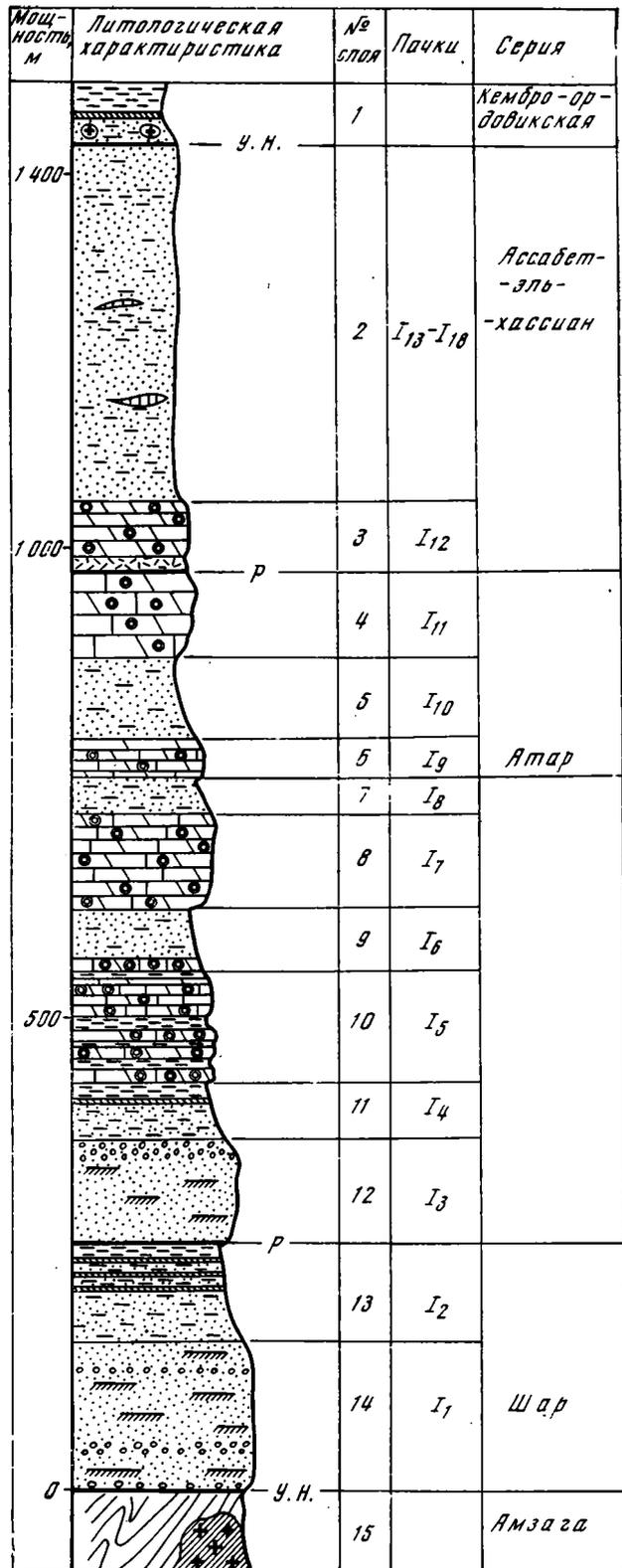
В Западной Сахаре, вдоль северной окраины синеклизы Таудени, по южному склону «щита» Регибат, от Мавританского Адара — на западе, до Ахагара — на востоке протягивается более чем на 1000 км полоса строматолитсодержащих известняков и доломитов. Они известны как «формации со строматолитами» Западной Сахары (Menchikov, 1964; и др.), «фарузий со строматолитами» северо-западного Ахагара и Ахнета (Leubue, 1951; Fabre, Freulon, 1961), «докембрийская серия со строматолитами» (Аргеу, 1962; Bertrand, Cabu, 1965), группы Шар и Атар инфракембрийской серии Мавританского Адара (Trompette, 1969), «инфратилитовая серия» (Choubert, 1967) и входят в состав фалемия Р. Фюрона (Furon, 1960).

Строматолиты этой серии описаны в работах ряда исследователей (Hubert, 1926, 1933; Menchikoff, 1946; Monod, 1952, 1954; McPhee a. o., 1958). В последнее время они подробно изучены Ж. Бертран-Сарфати и Р. Тромпеттом (Bertrand-Sarfati, 1966, 1968, 1969, 1972; Trompette, 1969). Ж. Бертран-Сарфати пользуется в своих исследованиях методикой, разработанной в СССР, и сейчас переходит к применению бипарной номенклатуры. Это позволяет сравнивать строматолиты Сахары с известными у нас формами на общей основе. Совместное сравнительное изучение ряда форм из Мавританского Адара и Ахагара, с одной стороны, и Урала — с другой, привело Ж. Бертран-Сарфати и автора к выводу о большом сходстве строматолитовых комплексов западносахарской карбонатной серии инфракембрия и тимурия стратотипической области (Bertrand-Sarfati, Raaben, 1970).

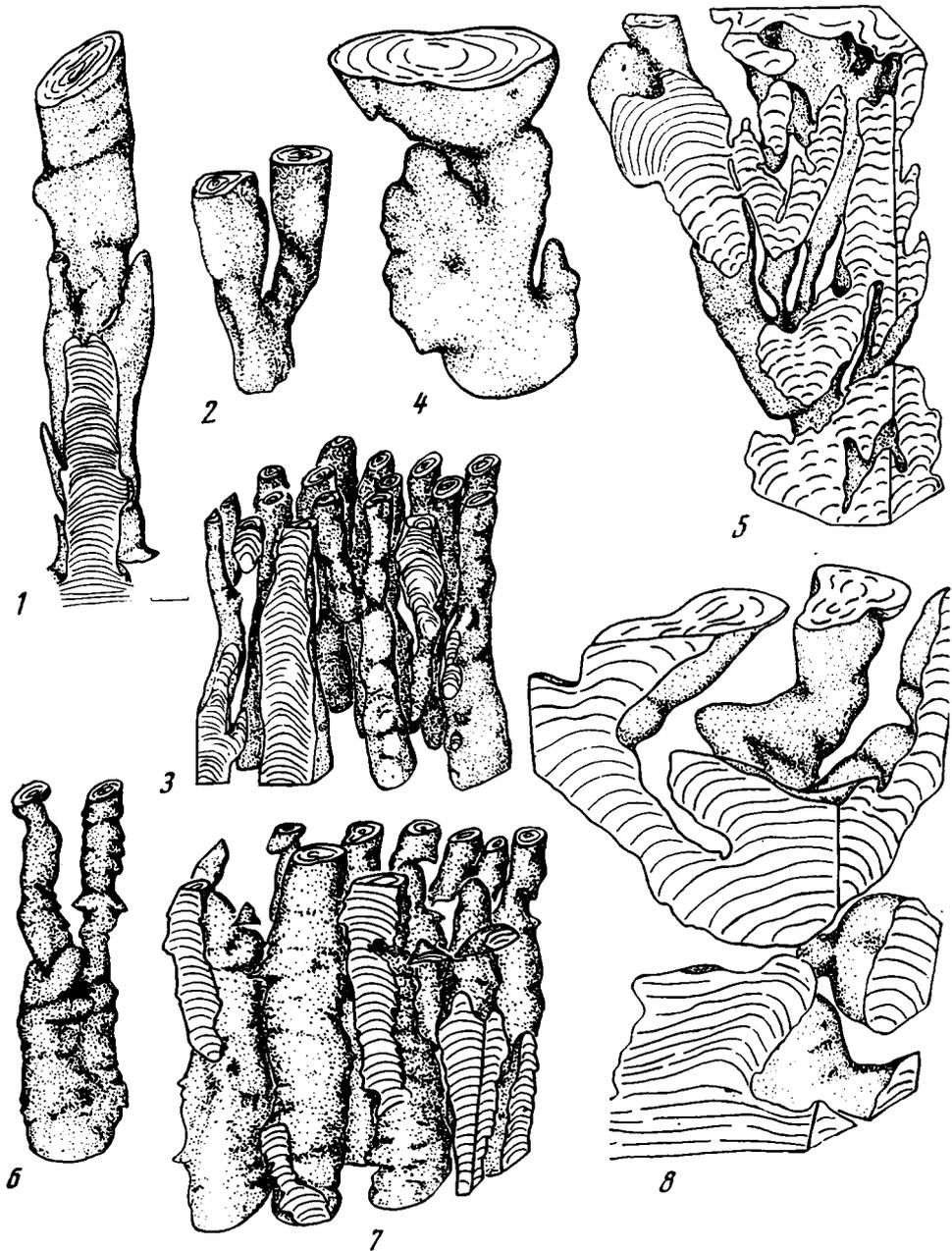
Лучшие разрезы «инфракембрия со строматолитами» принадлежат Мавританскому Адару (фиг. 46). Слабо метаморфизованная осадочная толща залегает с резким угловым несогласием на древнем цоколе, возраст пород которого определяется цифрами 2600—2000 млн лет (Sougy, Trompette, 1966). Основание слагает толща песчаников и сланцев — «нижняя серия песчаников» или «группа» Шар (Delpe e. a., 1963). Мощность достигает нескольких сотен метров в Мавритании и значительно сокращается в восточном направлении. В составе группы Шар известны немногочисленные пачки карбонатных пород с пластовыми строматолитами.

Вышележащая, существенно карбонатная толща, богатая строматолитами, выделяется в Мавритании как «группа» Атар. В основании ее фиксируется разрыв, нижние горизонты представлены кварцито-песчаниками. Доломиты и известняки вышележащей части серии содержат многочисленные пласты и линзовидные биогермы строматолитов. Отложения группы Атар и ее аналоги с разрывом и несогласием перекрыты «верхней серией песчаников»; она носит в Мавритании название «группы» Ассабет-эль-Гассиан и достигает здесь максимальной мощности — 500 м и более.

- 1 — сланцы, алевролиты, в основании тиллит;
 - 2 — кварциты, песчаники, алевролиты, сланцы и конгломераты;
 - 3 — аргиллиты, брекчия силекситов, доломиты и силекситы Тенмуа и Тифунке со строматолитами *Tungussia pl. sp.*;
 - 4 — доломиты, доломитовые известняки, известняки Таудергилт с *Voxonia Korol.*;
 - 5 — тонкозернистые песчаники, алевролиты, сланцы и кремнистые известняки Ауленгат;
 - 6 — известняки и доломитовые известняки Ауинзулд-бу-Дербала с *Jurusania Kryl.*;
 - 7 — алевролиты и сланцы с глауконитом уэда Террарит;
 - 8 — известняки, магнетитовые и доломитовые известняки Таваз с *Inseria djejimi Raab., Tungussia pl. sp.*;
 - 9 — тонкозернистые песчаники, алевролиты, сланцы, известковистые доломиты и известняки уэда Тариуфет с *Jurusania pl. sp.*;
 - 10 — доломиты, доломитовые известняки Атар, прослон сланцев. Содержат *Conorhyton ressoi Mench., Parmites conerescens, Tungussia, Gymnosolen cf. ramsay Steinm.* — в районе Шенашана;
 - 11 — сланцы, алевролиты, известковистые доломиты Кзар — Торшан;
 - 12 — кварцито-песчаники Фум-Шар;
 - 13 — песчаники, доломитовые песчаники, доломиты и сланцы Азуги;
 - 14 — кварцито-песчаники Агени;
 - 15 — мигматизированные кристаллические сланцы Амзага.
- У. Н. — угловое несогласие;
Р — разрыв



Фиг. 46. Разрез инфракембрия Мавританского Адрара (из работы Р. Тромпетта, 1969 г. Распределение строматолитов — по данным Ж. Бертран-Сарфати и автора)



Фиг. 47. Столчатые ветвящиеся строматолиты карбонатной свиты инфракембрия Западной Сахары (по Ж. Вертран-Сарфати)

1 — 3 — *Gymnosolen* Steinm.; 4 — *Inseria* Kryl.; 5 — *Parmites* Raab.; 6, 7 — *Jurusania* Kryl., 8 — *Tungussia* Sem. Объемные реконструкции, уменьшено.

Выше со стратиграфическим и слабым угловым несогласием залегает так называемая кембро-ордовикская серия, начинающаяся тиллитом (Zimmerman, 1960; Choubert a. o., 1968). Ж. Шубер отрицает кембрийский возраст низов этой серии и сближает их с вендом или с вареджием. Толща содержит пачку со строматолитами, залегающую несколько выше тиллитов. Вышележащая «пурпурная» серия также содержит редкие горизонты со строматолитами палеозойского облика.

Достаточно хорошо изучены только строматолиты «группы» Атар и ее аналогов. Здесь развит богатый и разнообразный комплекс, включающий представителей всех четырех основных надгрупп столбчатых строматолитов (фиг. 47). Присутствие гимносоленид придает ему отчетливый верхнерифейский облик. Эта подгруппа представлена формальными родами *Gymnosolen* Steinm. и *Inseria* Kryl. Среди гимносоленид следует особо отметить одну из форм, весьма близкую к *Gymnosolen ramsayi* Steinm. Сохранность ее микроструктуры, несколько худшая, чем у типовой формы с Канина, не позволяет отождествить обе формы с полной уверенностью, хотя они обнаруживают один и тот же тип текстуры и сходные, характерные вторичные изменения. Кроме того, сахарская форма имеет несколько меньший средний диаметр столбиков; в ее постройках нередко наблюдается срастание столбиков.

Группа *Inseria* представлена формой, практически идентичной или чрезвычайно близкой к *Inseria djejimi* Raab. Как и типовая форма, она имеет волокнистую текстуру, однако несколько более расплывчатую.

Кроме того, среди гимносоленид отмечены крупные формы с редким ветвлением, которые могут относиться к *Minjaria* или к *Boxonia*.

В составе комплекса многочисленны тунгуссиды, из которых следует особо подчеркнуть *Parmites concrescens* Raab., со структурой, не отличимой от типовой формы. Группа *Tungussia* Semikh. представлена несколькими формами. Часть их, вероятно, является новыми. Структура одной из них, наиболее хорошо сохранившаяся, принадлежит к узорчато-плечному типу, который характерен для тунгуссид верхнего тимурия.

Куссиеллиды представлены несколькими новыми формами тимурийской группы *Jurusania* Kryl., одна из которых несколько напоминает *J. nisvensis* Raab.

Особый интерес представляют конофитоны, которые приурочены к нижним горизонтам карбонатной свиты. Они представлены особой формой — *Conophyton ressoi* Mench., несущей некоторые черты сходства с *C. miloradoviči* (Gloud, Semikhatov, 1969). Р. Тромпетт описал обычное для них сочетание с мелкими ветвящимися строматолитами, которыми обрастает основной цилиндрический «ствол» (Trompette, 1969), образуя в совокупности с ним постройки того типа, которые И. Г. Шаповалова назвала у нас якутофитонами.

Комплекс столбчатых строматолитов группы Атар и ее аналогов не только имеет отчетливо выраженный верхнерифейский облик, но и чрезвычайно близок к миньярскому комплексу типовой области.

К сожалению, строматолиты верхней части этой серии, принадлежащие к тунгуссидам, а также формы из вышележащих горизонтов изучены пока недостаточно. Можно лишь указать на сходство в облике строматолитов «пурпурной» серии с некоторыми формами из кембрия Шпицбергена. Положение подошвы кембрия в рассмотренных разрезах северо-западной Африки является дискуссионным (Choubert a. o., 1968).

Базальные слои инфракембрийской серии Мавритании и Западной Сахары пока точно не датированы. По устному сообщению Ж. Шубера, М. Бономм получил цифру около 850 млн лет по глаукониту для слоев, подстилающих слои со строматолитами в Мавритании. Однако до получения более точных данных эту цифру можно рассматривать лишь как дополнительное свидетельство о тимурийском возрасте серии. Из основания толщ, являющихся ее предполагаемыми аналогами в восточном Сенегале и слагающими основание синеклизы Таудени, приводятся датировки 950 и 1022 млн лет (Choubert a. o., 1968; Божко, 1969а). Н. Д. Божко предположительно отнес их к верхнему рифею. С ними сопоставляется и свита Мораго впадины Вольта, представляющая здесь «инфратиллитовую» серию. Интересно, что в пределах впадины Вольта намечаются аналоги биостратиграфически охарактеризованного венда. В серии Тамали, с размывом перекрывающей серию Мораго и содержащей в осно-

вании тиллит, нижняя часть надтиллитовых толщ, датированная цифрами 600 ± 10 млн лет, содержит вендский комплекс акритарх, определенный здесь А. А. Андреевой и Н. Г. Пыховой. В обломках карбонатной брекчии, местами залегающей в основании толщи, встречаются строматолиты *Parmites* cf. *concreescens* Raab. (Божко, 1969а,б).

Более мощные и, вероятно, более полные разрезы инфракембрия Марокко почти не изучены в биостратиграфическом отношении, и объем серий, относимых к докембрию IV или к верхнему рифею, неодинаков в разных работах. Кроме серии Уарзаат (Furon, 1960), в него обычно включают сейчас и серию Адуду (Choubert e. a., 1968; Божко, 1969а,б), иногда объем его еще увеличивают за счет нижележащих серий.

Ряд других интереснейших разрезов африканского верхнего докембрия еще ждет биостратиграфических исследований; в различных его сериях известен ряд толщ со строматолитами рифейского облика.

Наибольший интерес представило бы изучение области развития катангид с их мощным и, как полагают, наиболее полным разрезом верхнего рифея. В его состав здесь включают в основном те же серии, которые Р. Фюрон относил к докембрию IV. Надо заметить, что основание серий, образующих систему катангид, может еще принадлежать к более древним горизонтам рифея, как это предполагали, например, Б. М. Келлер и М. А. Семихатов (1968).

Автору пришлось изучить коллекцию строматолитов из системы Роан, образующей нижнюю часть группы Катанга, собранную Р. Беллером. В комплексе строматолитов ветвящиеся формы представлены только тунгуссидами групп *Baicalia* Kryl. и *Tungussia* Sem. Не только отсутствие гимносоленид, но и характер текстуры у тех форм *Tungussia* и *Baicalia*, которые имеют хорошую сохранность, заставляет считать, что строматолитсодержащие горизонты нижней части группы Катанга отвечают еще среднему рифею.

Из других подразделений, причисленных Р. Фюроном к докембрию IV, а Н. А. Божко — к верхнему рифею, упомянем систему Трансвааль. Некоторые образцы из коллекции М. Блэка, хранящиеся в Британском музее, имеют значительное сходство с *Minjaria* Kryl. Размер и сохранность образцов не позволяют быть совершенно уверенными в этом определении.

Исследование строматолитов Африканского материка в основном дело будущего. Однако присутствие в разрезах Западной Сахары биостратиграфических аналогов верхнего рифея в настоящее время можно считать твердо установленным. Сходство комплекса «инфракембрия со строматолитами» этих районов с комплексами миньярия столь велико, что присутствие в Северной Африке отложений именно этого подразделения кажется более чем вероятным.

Для окончательного решения этого вопроса надо ждать данных по микрофитолитам, которые подтвердили бы окончательно единство миньярского комплекса водорослевой проблематики в Европе, на Шпицбергене и в Северной Африке.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Данные, свидетельствующие о вероятном развитии биостратиграфических аналогов тимурия на материке Северной Америки, были опубликованы проф. П. Е. Клаудом и М. А. Семихатовым (Cloud, Semikhatov, 1969). До появления этих данных, показавших присутствие в верхнем докембрию западных районов Соединенных Штатов Северной Америки некоторых форм столбчатых строматолитов, характерных для венда СССР, из различных карбонатных толщ верхнего докембрия Америки были известны лишь строматолиты ниже- и среднерифейского облика. Между тем история исследования строматолитов в США и Канаде на-

считывает много десятков лет, и именно на североамериканском материале основаны классические труды Ч. Уолкотта (Walcott, 1914; и др.), широко известные работы С. Фентона и М. Фентон (С. L. Fenton, M. A. Fenton, 1936; и др.), Р. Режака и других исследователей, и в литературе имеются описания и изображения многочисленных форм.

П. Е. Клауд и М. А. Семихатов описали вендские строматолиты в составе верхнего докембрия пограничных районов штатов Калифорния и Невада, в юго-восточной части так называемого Большого Южного бассейна (Stewart, 1966; Barnes, Christiansen, 1967; Келлер, Семихатов, 1968; Башарин, 1970). Разрез здесь существенно отличается по своему строению от разрезов более северных районов миогеосинклинальной области Белт-Парсел, южной частью которой считают Большой Южный бассейн.

Нижняя часть разреза представлена толщей однородных массивных доломитов формации Нундей, мощность которой достигает 3000 м. Она согласно залегает на кристаллическом фундаменте, возраст которого оценивают в 1600—1800 млн лет. Формация Джонни, в которой были установлены строматолиты вендского облика, залегает согласно на доломитах Нундей. Она сложена преимущественно пестрыми филлитовидными алевролитами, которым подчинены песчаники и прослой конгломератов. Строматолиты *Voxonia* aff. *gracilis* Korol. присутствуют в карбонатных пачках в нижней части свиты, *Linella* aff. *ukka* Kryl.— в средних горизонтах формации. Мощность последней достигает 800 м.

Формация Стирлинг, или кварциты Стирлинг, согласно перекрывает формацию Джонни. Она представлена главным образом кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами с прослоями известняков и доломитов. Мощность ее достигает 1000 м.

Разрез венчает формация Вуд-Кеньон, верхняя часть которой содержит трилобиты и археоциаты нижнего кембрия. Ее суммарная мощность достигает 670 м. Низы представлены алевролитами с прослоями кварцитовидных песчаников и доломитов, средняя, бо́льшая, часть толщи — кварцевыми песчаниками, которым подчинены прослой конгломератов. Кембрийская фауна заключена в верхней пачке свиты, сложенной алевролитами и доломитами и достигающей мощности 210 м. Суммарная мощность верхнего докембрия в рассматриваемом разрезе достигает или даже превышает 5000 м.

Все исследователи подчеркивают отсутствие в этом разрезе несогласий и перерывов. Основываясь на постепенности перехода от нижних формаций к отложениям кембрия, Б. М. Келлер и М. А. Семихатов отнесли весь разрез верхнего докембрия пограничных районов Невады и Калифорнии к венду (Келлер, Семихатов, 1968). Состав строматолитов, по-видимому, подтверждает эту корреляцию для формации Джонни. Полную уверенность могло бы дать, как представляется, исследование микрофитолитов. П. Е. Клауд и М. А. Семихатов оценивают возраст формации Джонни в 600—700 млн лет (Cloud, Semikhatov, 1969). Вопрос о возрасте мощной толщи доломитов Нундей остается пока открытым. С разрезом пограничных районов Калифорнии и Невады сопоставляют более мощный разрез гор Айнио, принадлежащий к северо-западной части того же прогиба. Основание его не вскрыто, и низы разреза коррелируют с формацией Джонни. Считается, что здесь представлены аналоги кварцитов Стирлинг и большей части формации Вуд-Кеньон, причем мощности возрастают более чем вдвое, и в разрезе появляется ряд карбонатных горизонтов, отсутствующих в юго-восточном разрезе (Stewart, 1966; Barnes, Christiansen, 1967; Башарин, 1970).

Палеонтологическая характеристика толщ этого разреза пока неизвестна.

Не охарактеризованы пока и другие серии верхнего докембрия Северной Америки, являющиеся вероятными возрастными аналогами

тимурия: верхние серии разреза Большого Каньона Колорадо, которые Б. М. Келлер и М. А. Семихатов включили в верхний рифей, но считали древнее основания доломитов Нундей, а также серия Виндермер Бриганской Колумбии и ее аналоги, которые относят к завершающему рифею (Келлер, Семихатов, 1968) или к гадринию канадской схемы (Башарин, 1970).

Более древний облик строматолитов серии Белт и ее аналогов, отвечающих более низким горизонтам верхнего докембрия и широко развитых в более северной части миогеосинклинальной области Белт-Парсел, неоднократно подчеркивался в нашей литературе (Комар и др., 1964; Келлер, Семихатов, 1968; Башарин, 1970; и др.). Автору удалось наблюдать образцы строматолитов из доломитов свиты Сайе серии Белт в коллекции М. Блэка, хранящейся в Кембриджском университете. Среди них, несомненно, присутствуют *Conophyton cylindricus* Masl. и крупные *Baicalia*, близкие к *B. baicalica* (Masl.).

В заключение необходимо заметить, что отдельные толщи со строматолитами описаны и в составе древнего докембрия Северной Америки (Donaldson, 1963; Hoffmann, 1967, 1969а, б; и др.). Г. Гофмани сближал некоторые формы из афебия Канады с *Gymnosolen Steinm.*, самым характерным из формальных родов тимурия.

Как показано в работах (Раабен, 1969, 1972), посвященных строматолитам тимурия, такое сближение является ошибочным. При нем совершенно не учтена специфика тимурийских форм, в целом очень бедно представленных в докембрии Северной Америки.

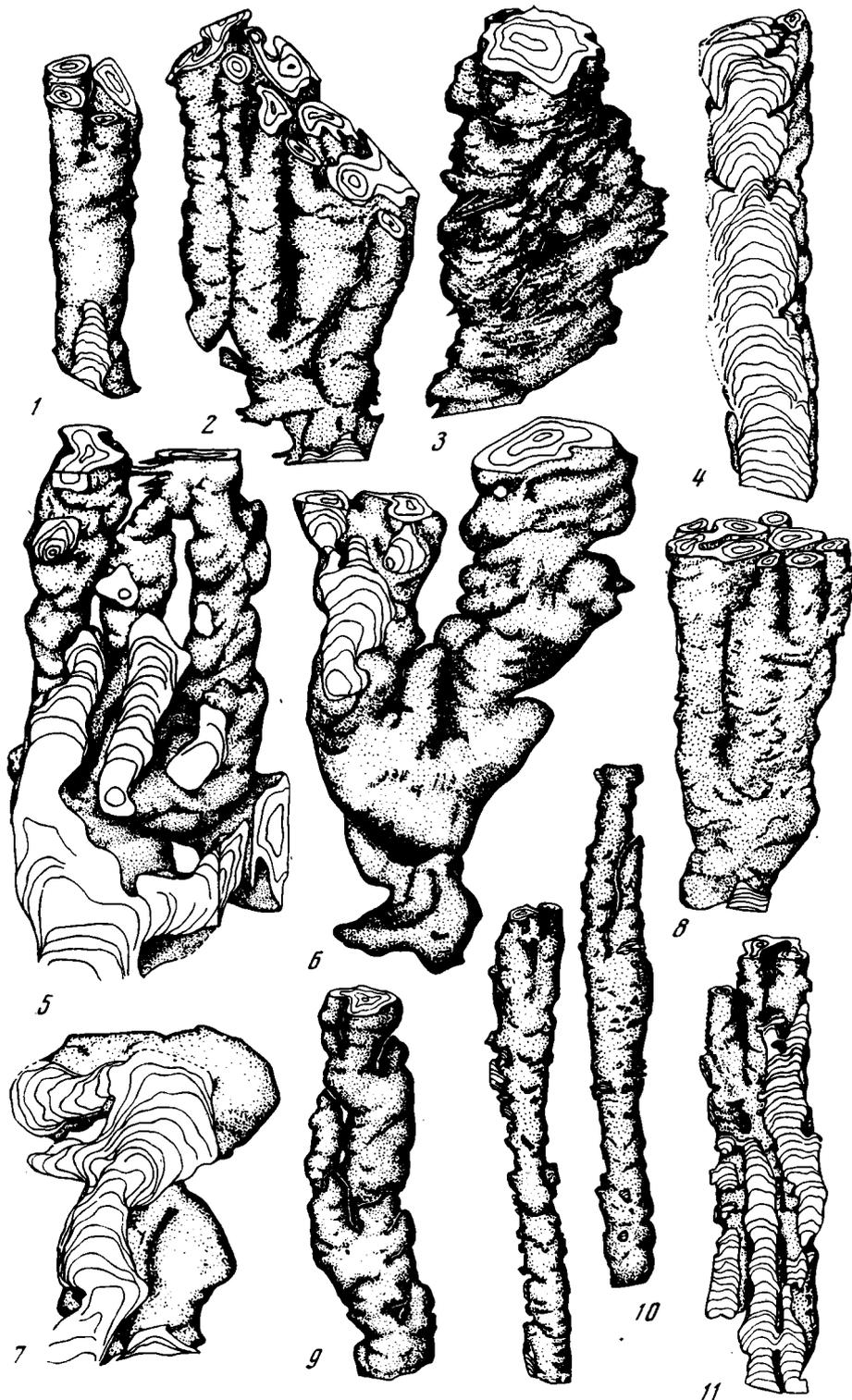
АВСТРАЛИЯ

За исключением Западной Сахары, ни по одному из разрезов верхней части верхнего докембрия за рубежом нет таких полных биостратиграфических данных, как по некоторым разрезам Австралии. Строматолитовые комплексы здесь исследует в течение нескольких лет группа геологов Аделаидского университета. Судя по опубликованным данным (Glaessner, а. о., 1969; Walter, 1971; Preiss, 1971), уже сейчас можно сказать, что в составе верхнего докембрия (аделаидия) присутствуют биостратиграфические аналоги верхнего рифея; к этому выводу пришли и авторы упомянутой выше работы. Ими приведены данные о составе строматолитов верхнего докембрия, во-первых, геосинклинали Аделаида в Южной Австралии, а во-вторых,— прогиба Амадеус в центральной части материка (фиг. 48).

Общий обзор докембрия Австралии был опубликован Ч. Б. Барукаевым (1970), который очень четко суммировал данные ряда геологов по разрезам верхнего докембрия (Thompson, а. о., 1964; Dunn а. о., 1966; Compston а. о., 1966; Богданов, 1967; Schopf, 1968; и др.).

Мы не будем повторять здесь подробностей литолого-стратиграфической характеристики разрезов и остановимся лишь на вертикальном распределении строматолитов, при описании которых М. Глэсснер, В. Прейс и М. Уолтер пользуются принятой у нас системой классификации.

В геосинклинали Аделаида верхний докембрий, залегающий несогласно на кристаллическом фундаменте, подразделяется на несколько крупных серий. Нижняя из них — слои Коланна — сложный комплекс обломочных терригенных пород, сланцев и вулканитов с подчиненными им местами мраморами и доломитами. Мощность серии достигает 3600 м и более. Древнейшие изотопные датировки этой серии дали цифры 1200—1400 млн лет. В этой серии строматолиты достоверно неизвестны; существует предположение, что к ней могут относиться стратиграфически точно не привязанные находки *Conophyton cf. garga-*



Фиг. 48. Строматолиты верхнего докембрия Австралии

1, 2 — *Boxonia pertakhurra* Walter;
 3, 4 — *Inseria intia* Walter;
 5 — 7 — *Tungussia erecta* Walter;
 8 — *Acaciella australica* Walter;
 9 — *Linella avis* Kryl.

10, 11 — *Kulparia alicia* Walter.
 Формация Биттер-спринга, бассейн Амедеус. По М. Уолтеру (Walter, 1971).

nicus Кор. Правда, не исключается и их принадлежность к низам вышележащей «группы» Барра.

Группа Барра несогласно залегает на слоях Коланна или на кристаллическом фундаменте. Над базальными конгломератами и кварцитами она представлена толщей переслаивания аргиллитов или сланцев, кварцитов и доломитов. К средней части серии — доломитам Скиллога-ли — по всей площади их развития приурочен однообразный комплекс с *Baicalia* Kryl. Род представлен несколькими видами, описание которых опубликовано. Мощность группы Барра очень велика и достигает 3800—4000 м.

«Группа» Амбертана залегает иногда согласно, но в ряде районов с заметным несогласием на группе Барра или на кристаллическом фундаменте. К нижней и верхней ее частям приурочены горизонты валунных конгломератов, в ассоциации с ленточными аргиллитами и песчаниками. Они известны соответственно как нижний и верхний тиллит. Между двумя тиллитовыми горизонтами залегает толща карбонатных и песчано-глинистых пород; из нижней части толщи (формация Тайли-Хилл) Южных хребтов Флиндерс описан *Gymnosolen* sp. Он найден, однако, в глыбах известняков и осадочной брекчии и может стратиграфически принадлежать и к слоям, более древним, чем формация Тайли-Хилл (Glaessner, а. о., 1969). В более высоких горизонтах отмечен еще ряд столбчатых строматолитов верхнерифейских групп: в известняках Брайтон — *Inseria* Kryl. и *Katavia* Kryl., в вышележащих слоях — *Patomia* Kryl. Мощность группы Амбертана весьма значительна: даже в наименее мощных разрезах она достигает 1500—2000 м, а в некоторых районах составляет 6—8 тыс. м.

Абсолютный возраст пород группы Амбертана, содержащей верхнерифейский комплекс строматолитов, моложе 700—750 млн лет. Этими цифрами датированы некоторые аргиллиты группы Барра, которая может, как это предполагает М. Глесснер, отвечать отчасти среднему, отчасти — верхнему рифею. Родовой состав строматолитов группы Амбертана скорее всего свидетельствует о том, что карбонатные толщи, их заключающие, древнее венда. Довендский возраст может иметь в таком случае и нижний тиллит группы Амбертана.

Вышележащая группа Уилпена аделаидского разреза докембрия сложена терригенными породами и не содержит строматолитов. Ее верхнюю часть образуют кварциты Паунд со знаменитой эдиакарской фауной; несколько выше проходит подошва кембрия.

Количество горизонтов, охарактеризованных строматолитами, в огромном по мощности разрезе верхнего докембрия геосинклинали Аделаида, конечно, еще очень ограничено. Однако присутствие в нем ряда характерных верхнерифейских групп столбчатых строматолитов на уровнях, по возрасту примерно соответствующих миньярию, выглядит убедительно.

В прогибе Амадеус, судя по данным абсолютного возраста, верхний докембрий по стратиграфическому объему ограничен одним тимурием. Основанием он залегает на гранито-гнейсовом фундаменте: его базальные горизонты выделяются под названием кварцитов Хевитри. Возраст этих горизонтов определяется их несогласным залеганием на пегматитах, датированных 1100 млн лет.

В вышележащей формации Биттер-Спрингс, представленной доломитами с кремнями, известняками и гипсоносными аргиллитами общей мощностью около 1000 м, описан комплекс строматолитов *Inseria* Kryl. pl. sp., *Minjaria* Kryl., *Boxonia* Korol., *Linella* Kryl., *Tungussia* Sem. Одна из форм *Inseria* предельно близка к *I. tjomusi* Kryl. (Glaessner а. о., 1969), но в основном преобладают эндемичные формы. П. Клаудом и М. А. Семихатовым, кроме того, были описаны из формации Бит-

тер-Спрингс новые формы *Jurusania alicia* и *Anabaria juvenis* (Cloud, Semikhatov, 1969).

Формация Арейонга с размывом залегает на породах Биттер-Спрингс. Она представлена терригенными породами с горизонтами валунных конгломератов. М. Глесснер параллелизует ее с нижним тиллитом аделаидского разреза.

Вышележащая формация Пертатака представляет собой мощную толщу переслаивания карбонатных и терригенных пород. В их средней части М. Глесснер выделяет аналоги верхнего тиллита аделаидского разреза; между двумя тиллитовыми толщами в карбонатных породах отмечены *Tungussia* pl. sp. (Glaessner a. o., 1969). Эти толщи перекрыты терригенными породами формации Арамберра, в которых, по данным М. Глесснера, содержатся рангеиды и медузоиды; их сопоставляют с кварцитами Паунд.

Радиоизотопный возраст пород формаций Арейонга и Амбертана определяют цифрами 820—750 млн лет. Формация Биттер-Спрингс, с ее комплексом строматолитов тимурийских групп, *Minjaria*, *Voxonia*, *Jurusania* и особенно с *I. tjomusi* попадает, таким образом, в тот же интервал абсолютного возраста, что и нижний тимурий. Надо напомнить, что *Inseria tjomusi* Krul. является в СССР руководящей формой бирьяния и распространена очень широко. В то же время на северной территории Австралии формы под тем же названием описаны (Cloud, Semikhatov, 1969) в отложениях как с более древними (формация Дук-Крик), так и с более молодыми (доломит Хинду) изотопными возрастами. Исходя из приведенных изображений и числовых параметров, характеризующих текстуру, эти строматолиты кажутся автору довольно далекими от одноименных форм из нижнего тимурия СССР. Тем не менее эти данные заслуживают дальнейшего всестороннего анализа.

Характер строматолитовых комплексов верхней части аделаидия, каким он представляется сейчас в свете опубликованных данных, во всяком случае не оставляет сомнения в их значительном сходстве с комплексами верхней части рифея СССР и позволяет говорить о возможности выделения тимурия в Австралии. Это тем более важно, что одновременно указывает на вероятное распространение его в южном полушарии.

Глава четвертая

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ ТИМУРИЯ

Тимурий лежит в верхней части того интервала общей стратиграфической шкалы, где подразделения, даже самые крупные, еще не установились окончательно и лишь находятся в процессе разработки. В свете как биостратиграфических, так и историко-геологических и геохронологических данных, взятых в совокупности, он представляется самостоятельной единицей огромного объема в составе рифейской зонотемы. Последняя, в свою очередь, образует первое крупнейшее подразделение неогея, предшествующее фанерозою. Благодаря развитию биостратиграфии в последние годы для рифея стало возможным применение палеонтологических методов, и в настоящее время он уже не может причисляться к криптозою. Основой шкалы рифея в целом и основой шкалы верхнего его подразделения — тимурия — являются органические остатки преимущественно водорослевого происхождения — строматолиты и микрофитолиты, в массовых количествах развитые в рифейских карбонатных толщах и особенно богатые и разнообразные в тимурийских отложениях.

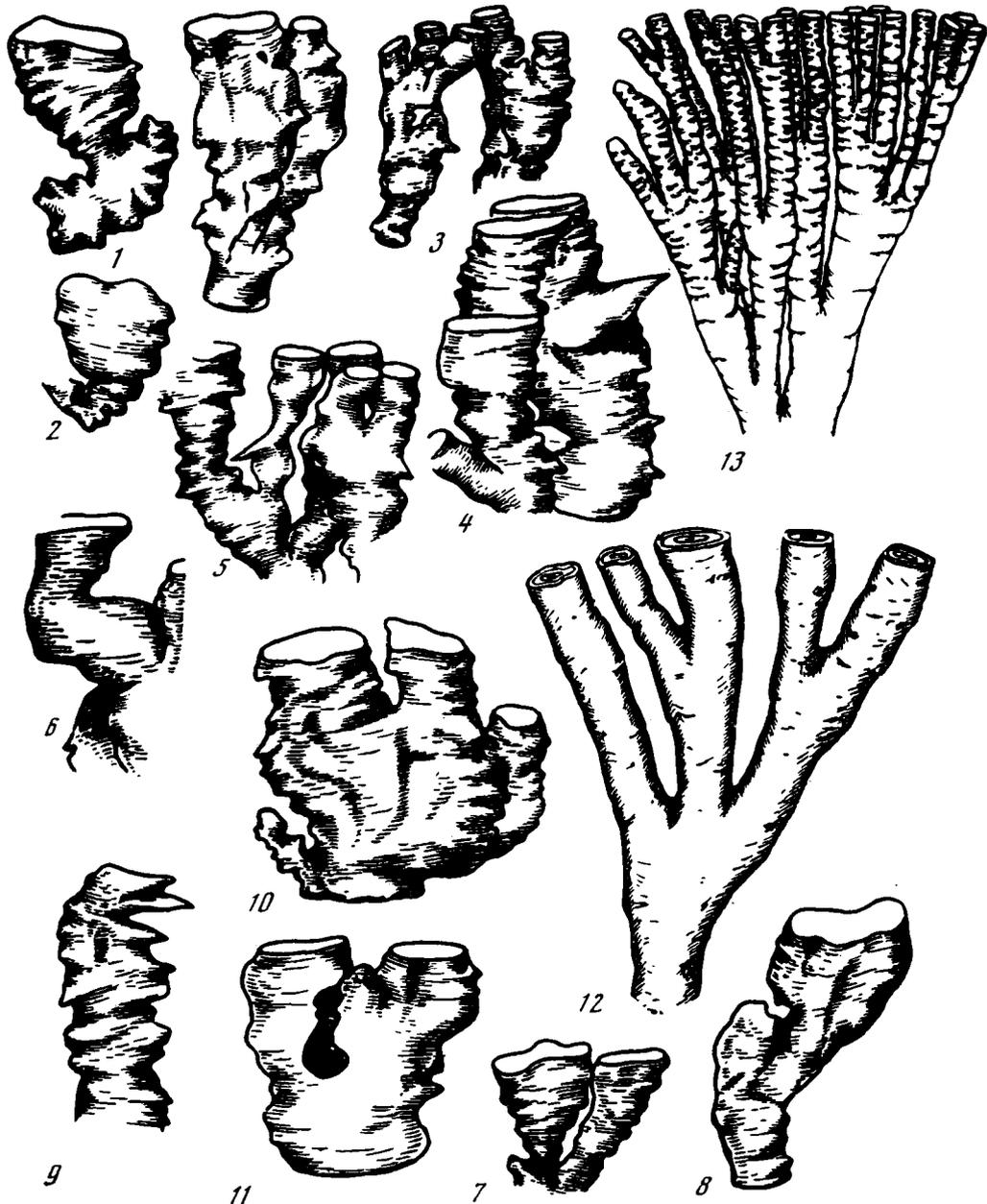
Как биостратиграфическое подразделение, охарактеризованное определенным комплексом таких остатков, тимурий прослеживается в верхней части докембрия везде, где разрезы последнего достаточно полны, представлены формациями, благоприятными для развития этих групп водорослевой проблематики и достаточно хорошо изучены.

С разной полнотой и степенью детальности он устанавливается за пределами своей стратотипической области, во многих регионах земного шара: в континентальной Европе — на полуостровах Канине и Кольском, в Скандинавии, а также в Великобритании; в арктической области Свальбард, откуда по всей вероятности протягивается в Восточную Гренландию; в Северной Африке; в Сибири и зарубежной Азии; в Австралии и, по-видимому, в Северной Америке.

Самый факт развития тимурия по меньшей мере на трех континентальных глыбах и в акватории Северного Ледовитого океана заставляет считать это подразделение планетарным.

Этому биостратиграфическому подразделению примерно отвечает этап развития Земли в интервале между двумя крупнейшими тектономагматическими эпохами — гренвильской и байкальской. Этот этап выделен в ряде геохронологических схем как верхний докембрий, докембрий V, эпипротерозой или эпипротозой. Нередко он прямо отождествляется с верхним рифеем. Его рубежи, однако, при этом исчисляются не на основании датировок биостратиграфических границ подразделения, а исходя из расчета максимумов тектономагматических событий на рубежах указанного этапа. Стремление сблизить эти разнородные и разнотипные границы вполне понятно.

Если оказалось бы, что гренвильский максимум тектономагматической активности совпадает во времени с нижней границей распространения тимурийского комплекса органических остатков, задача общей корреляции рифейских разрезов намного упростилась бы. К сожалению, ожидать такого совпадения вряд ли возможно: биостратиграфические



Фиг. 49. Столбчатые ветвящиеся строматолиты среднего рифея и пограничных слоев среднего и верхнего рифея

- 1 — *Baicalia baicalica* (Masl.);
- 2 — *B. kirgistica* Kryl.;
- 3 — *B. prima* Sem.;
- 4 — *B. lacera* Sem.;
- 5 — *B. unca* Sem.;
- 6 — *B. rara* Sem.;
- 7 — *B. minuta* Kom.;
- 8 — *B. ingilensis* Nuzhn.;
- 9 — *B. maica* Nuzhn.;
- 10 — *B. aimica* Nuzhn.;

- 11 — *B. schrenica* Golov.;
 - 12 — *Anabaria divergens* Kom.;
 - 13 — *A. radialis* Kom.
- Объемные реконструкции, уменьшено
- 1, 2 — по И. Н. Крылову;
 - 3—6 — по М. А. Семихатову, 1962;
 - 7, 12, 13 — по В. А. Комару, 1966;
 - 8—10 — по С. В. Нужнову, 1967;
 - 11 — по Н. П. Голованову, М. Н. Злобину, 1966
- 4, 6, 8, 9 — формы, проходящие в нижний тимурий.

границы самого высокого порядка обычно не совпадают с главными тектоно-магматическими рубежами, несколько отставая от них во времени.

Одним из лучших тому примеров служит верхняя из интересующих нас границ. Этот важнейший рубеж в развитии органического мира — появление палеозойской фауны, — датированный цифрами 550—570 млн лет, не совпадает со статистическим максимумом тектоно-магматической активности конца докембрия: последний датируется цифрами 650—690 млн лет. Этой изохроне примерно отвечает нижняя граница венда; в биостратиграфическом отношении она значительно более расплывчата и не может идти ни в какое сравнение с границей кембрия и докембрия.

Ниже биостратиграфической границы, разделяющей верхний и средний рифей, на уровне, примерно совпадающем во времени со статистическим максимумом 1100 ± 100 млн лет, в составе водорослевой проблематики также происходят определенные изменения; об этом можно судить по сибирским разрезам рифея. Средний рифей, когда он представлен в карбонатных фациях, обнаруживает в интервале 1150—1050 млн лет наибольшее число групп и форм строматолитов. Именно из этих горизонтов описаны в Туруханском и Учуро-Майском районах и на Енисейском кряже несколько форм *Baicalia*, неизвестных в более низких горизонтах, *Conophyton metula* — единственная собственно среднерифейская форма конофитонов и отмечено первое появление *Tungussia*, далее широко развитых в верхнем рифее. В разрезах Северной Сибири с этими горизонтами связано появление группы *Anabaria*, а также других строматолитов, уже несущих черты некоторого сходства с верхнерифейскими (фиг. 49, 50).

В более низких горизонтах среднего рифея известно несравненно меньшее число столбчатых строматолитов. К сожалению, мы не знаем, в какой степени эта бедность формами связана с меньшей изученностью нижних горизонтов, — связывать ее с фациальными или скорее формационными особенностями «уральских» или «авзянских» горизонтов

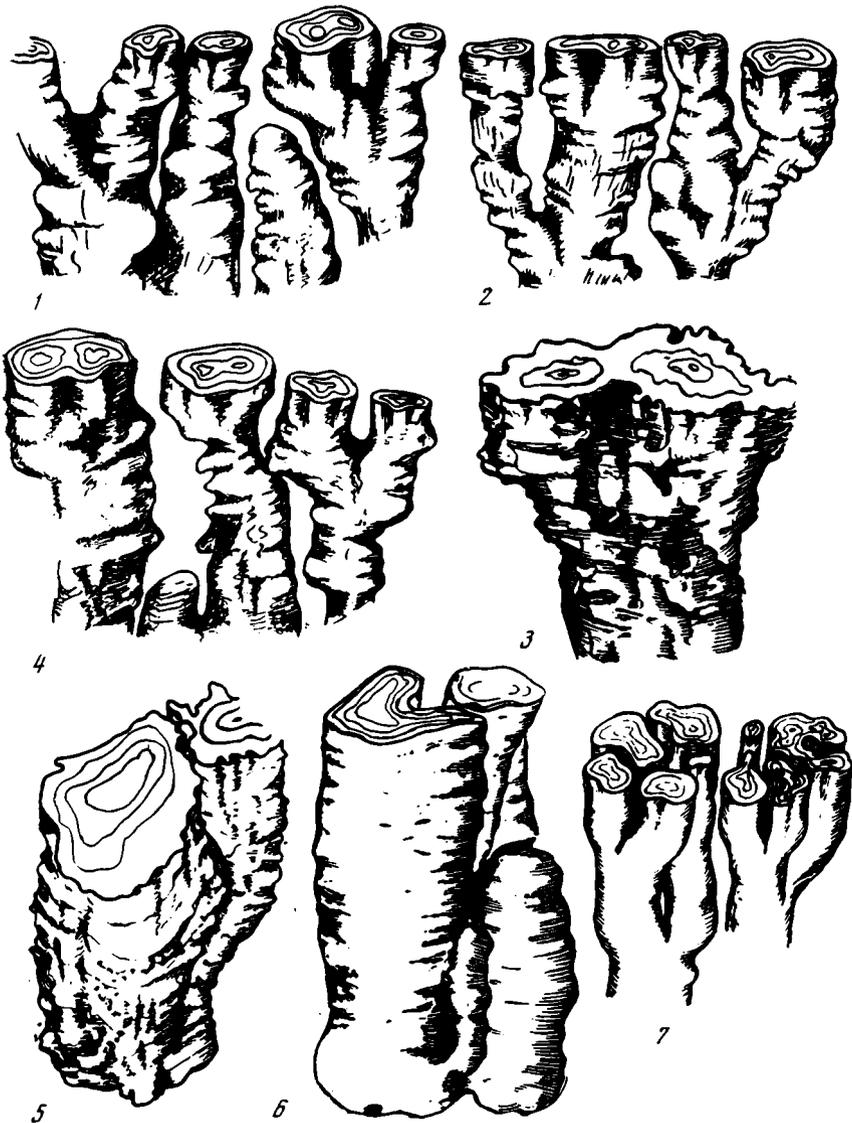


Фиг. 50. Столбчатые ветвящиеся строматолиты среднего рифея и нижнего тимуря

1 — *T. nodosa* Sem.; 2 — *T. confusa* Sem.; 3 — *T. laquesa* Golov.; 4 — *T. sibirica* Nuzhn.; 5 — *T. enpigeni* Raab. Реконструкции (1, 2 — по М. А. Семихатову, 1962; 3 — по Н. П. Голованову и М. Н. Злобину, 1966; 4 — по С. В. Нужнову, 1967; уменьшено)

среднего рифея мешает достаточно широкое развитие в них карбонатных свит.

Особенности строматолитовых комплексов верхних горизонтов среднего рифея подчеркнуты в ряде работ (Крылов и др., 1968; Комар, Серебряков, 1969; Крылов, Шаповалова, 1970а; и др.). Комплекс микрофитолитов этих горизонтов также имеет свою специфику. Хотя четкого подразделения среднего рифея по микрофитолитам еще нет, все же комплекс, например, каланчевской свиты и ее аналогов несколько своеобразен, и иногда причисляется к верхнему рифею (Хоментовский и др., 1969). Изменения на рассмотренных уровнях носят, однако, скорее количественный, чем качественный характер.

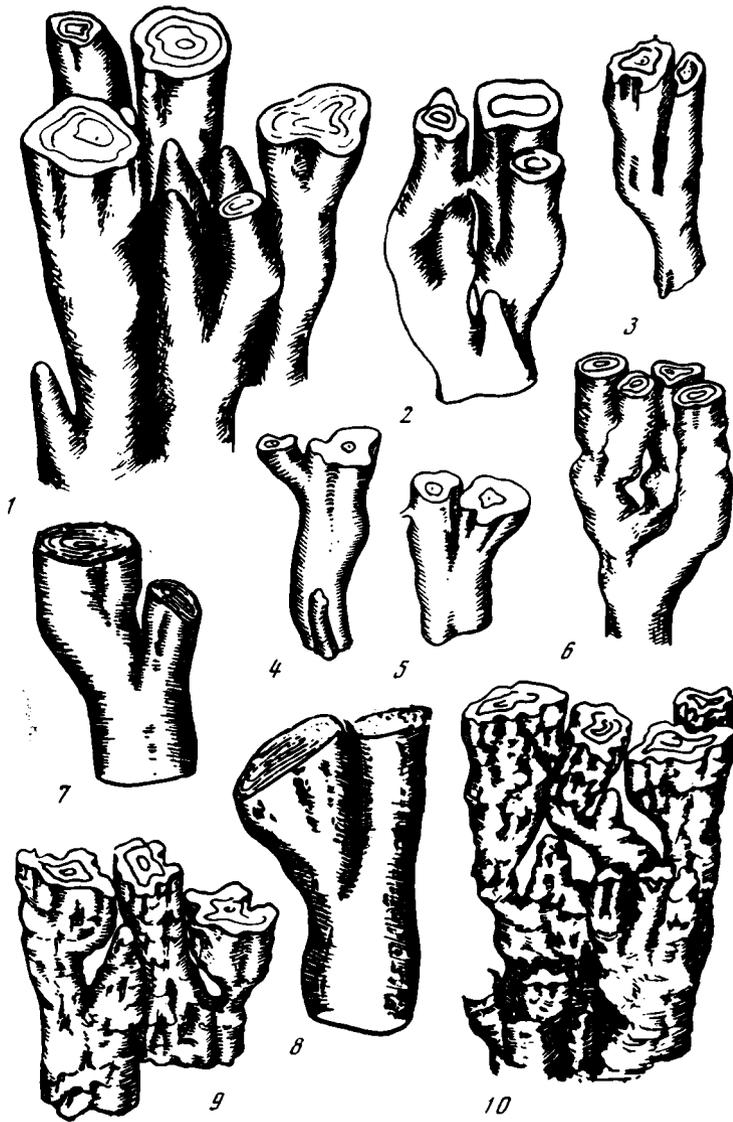


Фиг. 51. Верхнерифейские строматолиты из надгруппы гимносоленид; нижнетимурийские формы

1 — 3, 5, 6 — *Inseria tjomusi* Kryl.; 4 — *Inseria confragosa* (Semikh.); 7 — *Gymnosolen jurcalus* Kom. Объемные реконструкции, уменьшено.

Принципиально отличный комплекс водорослевой проблематики — строматолитов, а также микрофитолитов — появляется на более высоких уровнях, намечая рубеж среднего возраста рифея и тимурия. К датировке этого рубежа в цифрах абсолютного возраста можно подходить лишь так же, как к датировке любой стратиграфической границы фанерозоя: установив сначала ее положение на основании комплекса ископаемых, анализировать возраст соответствующих толщ радиологическими методами.

Для тимурия в целом характерна совокупность всех надгрупп столбчатых строматолитов — гимносоленид, тунгуссид, куссиеллид и конофитонид, — при преобладающем значении гимносоленид, которые прак-



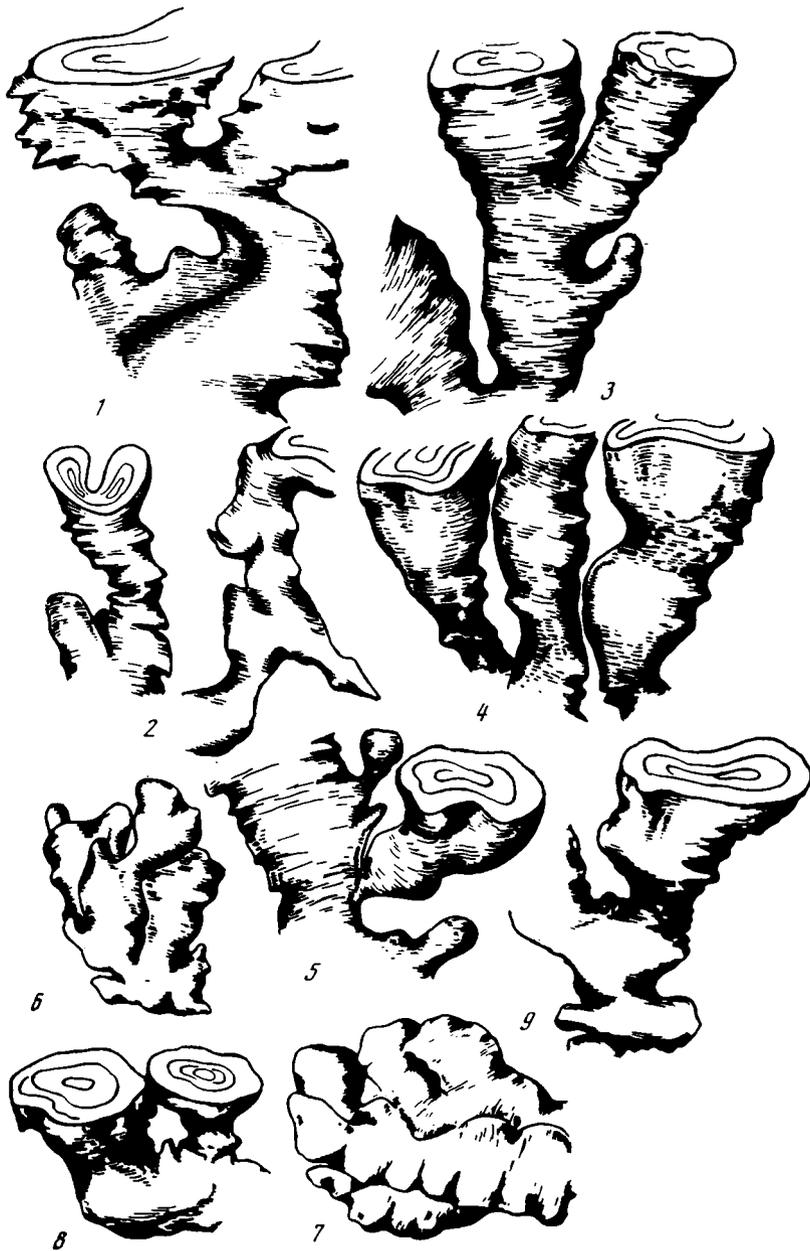
Фиг. 52. Верхнерифейские строматолиты из надгруппы гимносоленид. Формы из миньярия

1 — 6 — *Gymnosolen ramsayi* Steinm.; 7, 8 — *Gymnosolen (Minjaria) uralica* Kryl. (по И. Н. Крылову); 9, 10 — *Inseria djejtmi* Raab. Реконструкции, уменьшено

тически встречаются только в его отложениях и представлены группами *Gymnosolen*, *Inseria*, *Minjaria* и *Boxonia* (фиг. 51—55).

Из среднего рифея сюда поднимаются *Baicalia*, известные только в нижних горизонтах, и *Tungussia*, широко распространенные и представленные формами с разнообразными текстурами слоев. Собственно тимурийскими являются среди тунгусид — группы *Poludia* и *Linella*, а среди куссиеллид — группа *Jurusania*, различные формы которой характерны для отдельных подразделений тимурия. Конофитоны, которые редко встречаются более чем на одном-двух уровнях в разрезах отдельных конкретных регионов, проходят в сущности по всему разрезу тимурия.

Комплекс микрофитолитов характеризуется большим количеством специфических видов формальных родов *Radiosus* Z. Zhur., *Osagia*

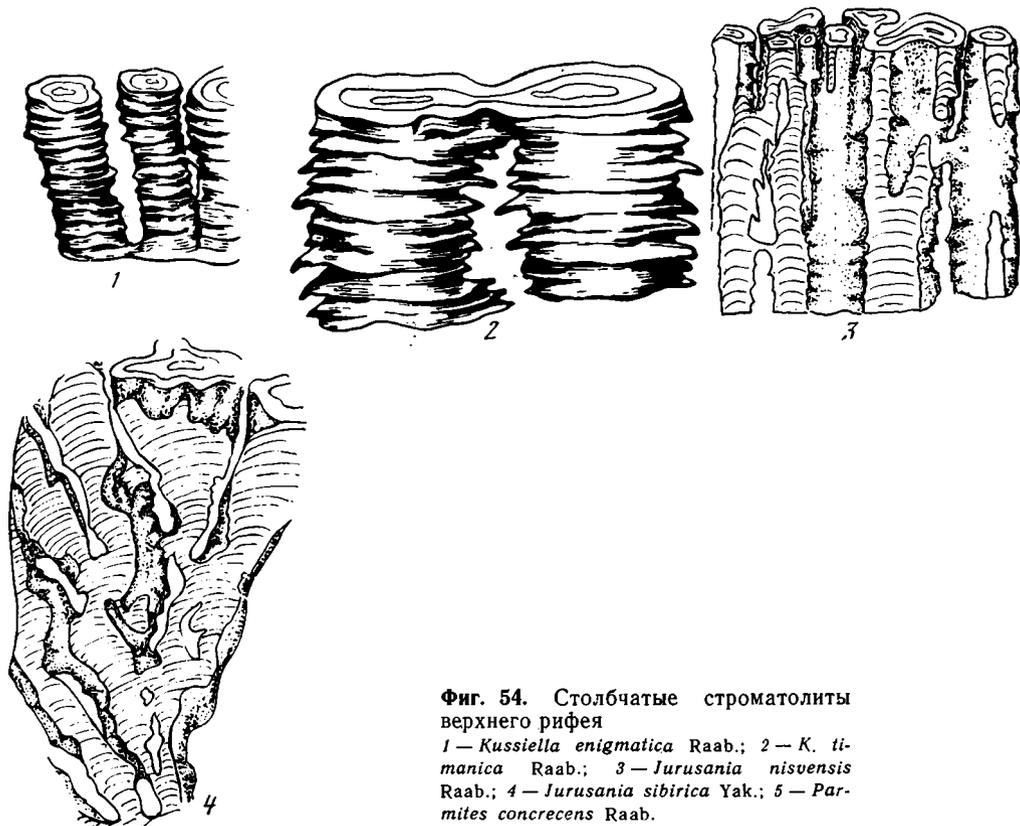


Фиг. 53. Верхнетимурийские строматолиты из надгруппы тунгуссид

1 — *Poludia russa* Raab.; 2 — *Poludia polymorpha* Raab.; 3 — *Tungussia golovanovi* Raab.; 4 — *Tungussia colcimi* Raab.; 5 — 7 — *Linella ukka* Krul.; 8, 9 — *Tungussia parmensis* Raab. Реконструкции, уменьшено (6, 7 — по И. Н. Крылову, 1967)

Twenh., *Asterosphaeroides* Reith., *Vesicularites* Reith., *Glebosites* Masl., *Nubecularites* Masl., *Volvatella* Z. Zhur., *Vermiculites* Reith. Большая часть этих родов проходит через весь рифей, но лишь немногие из формальных видов являются общими для всего тимуря.

Биостратиграфическая шкала тимуря в настоящее время пока целиком опирается на строматолиты и микрофитолиты — группы органических остатков, связанные с сине-зелеными водорослями. Эта ее основа представляется односторонней и неполной, не только оттого, что



Фиг. 54. Столбчатые строматолиты верхнего рифея

1 — *Kussiella enigmatica* Raab.; 2 — *K. titanica* Raab.; 3 — *Jurusania nivoensis* Raab.; 4 — *Jurusania sibirica* Yak.; 5 — *Parmites concrecens* Raab.

сине-зеленые водоросли являются крайне примитивными организмами и не играют сколько-нибудь важной роли в стратиграфической шкале фанерозоя. Простейшие животные организмы на ряде этапов геологической истории приобретали особенности, благодаря которым являются лучшими стратиграфическими индикаторами для отложений определенного возраста — карбона, нижней перми, мела, неогена и т. д. Отнюдь не исключено, что строматолитообразующие сине-зеленые водоросли в период наивысшего их расцвета, каким является верхний докембрий, могли вести себя иначе, чем в фанерозое: обнаруживать большую изменчивость во времени и в конечном итоге оказываться пригодными даже для целей дробной стратиграфии. Мы видели на примере миньярия Северного Урала и Полюдова кряжа, что наиболее четкие формальные виды столбчатых строматолитов практически не повторяются в разрезе. Узкое распространение имеют в пределах обширных областей и некоторые наиболее четкие формы микрофитолитов.

Со стратиграфических позиций наибольшим недостатком водорослевой проблематики представляется то, что главные ее группы, и особенно столбчатые строматолиты, составляющие основу шкалы верхнего докембрия, являются стенофациальными: само их присутствие свидетельствует о развитии определенных фаций. Поэтому в ряде регионов, часто весьма обширных, они не только неизвестны, но и нет оснований рассчитывать на то, что они будут найдены во сколько-нибудь значительных количествах. Так, например, в пределах Русской плиты строматолитовые фации не развиты. Ряд интервалов разреза рифея Сибирской платформы и обрамляющих ее геосинклиналей лишен строматолитов. Микрофитолиты несколько менее избирательны к фациям, но и они полностью отсутствуют во многих разрезах. Ни один из опорных разрезов

тимурия, даже наиболее полных, не охарактеризован водорослевой проблематикой снизу доверху: в любом из них имеются широкие немые интервалы, часть которых остается непокрытой и данными по другим опорным разрезам. В итоге в современной биостратиграфической шкале верхнего докембрия вообще и тимурия, в частности, имеется ряд пробелов, и ее приходится пока рассматривать как шкалу прерывистого наполнения.

Так, например, нам совершенно неизвестен сейчас характер водорослевой проблематики толщ тимурия с абсолютным возрастом порядка 875—775 млн лет: этот интервал ни в одном из известных нам опорных разрезов не представлен формациями, благоприятными для развития водорослевой проблематики.

Все же широкое в послерифейское время уже не повторявшееся развитие формаций со строматолитами позволило создать для рифея как бы каркас биостратиграфической шкалы, весьма несовершенной, но в принципе отличающейся от шкалы фанерозоя лишь своей крайней грубостью, большим объемом подразделений и нечеткостью их границ. В пределах этих подразделений отдельные интервалы благодаря особенностям развития наиболее хорошо изученных сейчас областей оказываются то более, то менее благоприятными для развития формаций, богатых водорослевой проблематикой, а следовательно расчленимыми. Отсюда и неравномерность в дробности тех подразделений, которые могут выделяться в настоящее время, при современном состоянии изученности отложений верхнего докембрия и их органических остатков.

В пределах СССР, где отложения рифея изучены в биостратиграфическом отношении в основном значительно полнее, чем за рубежом, наиболее благоприятными интервалами являются верхние части среднего рифея и значительная часть верхнего.

В тимурии, или верхнем рифее, выделяются два все же неравномерно охарактеризованных подразделения: нижний тимурый, или бирьяний, и верхний тимурый. Последний из них богаче палеонтологическими остатками благодаря тому, что соответствующие интервалы явились временем широкого развития морских отложений в областях, обрамляющих Европейскую платформу, а в заключительный этап тимурия — и на Сибирской платформе.

БИРЬЯНИЙ И НИЖНЯЯ ГРАНИЦА ТИМУРИЯ

Бирьяний прослеживается от Шпицбергена, на западе европейского сектора Арктики, до срединных массивов Дальнего Востока, а весьма вероятно, обособляется и в Австралии. В стратотипе на западном склоне Урала его разрезы охарактеризованы комплексом водорослевой проблематики, в который входят отдельные представители всех надгрупп столбчатых ветвящихся строматолитов — *Gymnosolenida*, *Kussiellida* и *Tungussida* — и ряда групп микрофитоцитов: *Osagia*, *Radiosus*, *Asterosphaeroides* и *Vesicularites*.

Наиболее характерны столбчатые строматолиты *Inseria tjomusi* Kryl. и *Jurusania* с аморфно-пленочными текстурами, реже встречаются *Inseria confragosa* (Sem.). Немногие известные формы микрофитоцитов, как например, *Vesicularites raabenaе* Zabr., неизвестны в более древних отложениях, но поднимаются в миньярий.

Возраст свит, содержащих весь этот комплекс на Урале, не может считаться нижним пределом его распространения. Уровень появления его в разрезе отвечает границе смены существенно терригенных пород базальных горизонтов бирьяния — карбонатными строматолитсодержащими толщами. О присутствии аналогичных форм и ниже в разрезе каратауской серии говорят находки в рассольненской свите *Jurusania nivenensis*. Истинная граница их распространения проходит на уровне не-

сколько более низко, чем основание главного биостратиграфического катавско-доминского горизонта.

Неоднократно вставал, естественно, вопрос о том, насколько основание каратауской серии древнее этого горизонта. Впечатляющая мощность, которой достигает местами зильмердакская свита, вызывает невольное желание «задревнить» низы серии, для чего, однако, нет объективных оснований. Радиологический возраст зильмердакской свиты близок к возрасту катавской. Он получен, правда, для ее нугушской подсвиты, под которой насчитывается еще местами до двух с лишним тысяч метров осадочных пород. Сумма имеющихся данных заставляет все же считать, что образование базальных слоев тимурия не могло растянуться на продолжительное время. Изучая осадки зильмердакской свиты, различные исследователи в разное время установили, что они образовались в основном в условиях дельт или приустьевых частей рек. Скорость накопления подобных осадков в настоящее время, как известно, очень велика и превышает в десятки и сотни раз скорости накопления, например, нормальных морских отложений. Зильмердакская свита, как мы уже указывали ранее, образует единый комплекс осадков; общий характер распределения в ней обломочного материала в разрезе и по площади, а также закономерности изменения мощностей (см. фиг. 8) позволяют сравнить этот комплекс, во всяком случае его основную нижнюю часть, с отложениями огромной дельты, не превышающей, впрочем, по размерам дельты таких современных рек, как Нил или Ганг. Формирование осадков этой палеодельты в масштабах времени, пригодных для рифея, должно было отвечать весьма кратковременному эпизоду геологической истории. Мы исходим здесь из представления, что скорости осадконакопления в рифее не отличались в принципе от современных (Раабен, 1966).

Напомним здесь, что для обеих серий шотландского торридона условия седиментации которого изучены весьма детально английскими исследователями, также предполагается очень быстрое, «мгновенное», накопление.

Таким образом, хотя граница каратауской серии располагается в разрезах иногда на многие сотни метров ниже катавско-доминского горизонта с его характерным комплексом ископаемых, соответствующий возрастной рубеж отделен от него небольшим возрастным интервалом, практически не выходящим за рамки возможной ошибки определения радиологического возраста пород. Иначе говоря, нижнюю границу бирьяния как биостратиграфического подразделения в пределах достижимой сейчас точности можно отождествить в стратотипе с подошвой каратауской серии, считая возраст ее близким к 1000 млн лет.

Вне пределов стратотипической области ни перечисленные характерные формы, ни типичные для тимурия гимносолениды групп *Inseria*, *Gymnosolen*, ни руководящие формы третьего комплекса микрофитолитов неизвестны в породах с радиологическим возрастом древнее 1000 млн лет. Появление таких форм, чаще всего широко распространенной *Inseria tjomusi* Kryl. в сопровождении либо *Jurussia* с аморфнопленочной текстурой, либо *Inseria confragosa* (Sem.), *G. (Minjaria) uralica* (Kryl.) и близких к нему гимносоленид, происходит, как мы видели, в породах с возрастом порядка 900 млн лет и в Учуро-Майском регионе и на Туруханском поднятии. Вместе с Енисейским краем, эти разрезы восполняют недостаток данных о составе тунгуссид бирьяния. Совместно с бирьянскими, характерными для стратотипической области, формами здесь известны *Tungussia confusa* Sem., *T. sibirica* Nuzhn., *Baicalia lacera* Sem., *B. rara* Sem. Часть этих форм встречается и несколько ниже, однако не более чем на одну свиту. На Шпицбергене несколько выше слоев с *I. tjomusi* и типичными формами микрофитолитов, в том числе *R. aculeatus* и др., известна *Tungussia epiggeni*, близкая к

T. confusa и *T. sibirica*. В разрезах северных районов Сибири практически отсутствуют формы, общие с другими разрезами, и на уровнях, охарактеризованных близкими цифрами абсолютного возраста, описаны *Gymnosolen furcatus* Kom., *Inseria togoica* Gol., *I. macula* Gol. и *Boxonia lissa* Kom. наконец, на Оленекском поднятии, несколько ниже горизонта с *G. furcatus* в разрезе известна своеобразная форма *Conophyton* — *C. garganicus* var. *nordicus* Kom. Эти северные разрезы дают первое представление о пластовых и желваковых строматолитах бирьяния, из которых особенно характерна группа *Nucleella* Kom., представленная двумя различными формами.

Эта группа — единственная из всех групп столбчатых и нестолбчатых строматолитов, пока отмеченная только в отложениях нижнего тимурия. Все другие являются проходящими: появившиеся в бирьянии группы гимносоленид проходят в вышележащую часть тимурия. Напротив, большинство перечисленных выше формальных видов, выделенных на основании микроструктуры их слоев, ограничены в своем распространении нижним тимурием: по крайней мере в отложениях миньярия стратотипической области и Шпицбергена они не встречены.

Для каждой надгруппы намечается один-два типа микроструктур, преобладающих у ее представителей из бирьяния. Среди гимносоленид, кроме широко распространенной *Inseria tjomusi* с ее аморфно-пленочной, ленточной текстурой, преобладают формы с глобулярными текстурами, имеющими слитные и рассеянные элементы. *Tungussida*, как мы уже отметили, представлены, главным образом, формами с точечной текстурой. Лишь *Baicalia lacera* характеризуется очень своеобразной текстурой, которая может быть охарактеризована как прерывисто-пленочная или чешуйчатая (лейстовая).

Среди куссиеллид известны почти исключительно формы с аморфно-пленочной янослоистой «пластинчатой» текстурой. О конофитонах этого интервала позволяет судить лишь *C. garganicus* var. *nordicus*; по рисунку текстуры он еще тяготеет к ниже-среднерифейским конофитонам того же типа, но по размерностям элементов текстуры близок к верхнерифейскому *Conophyton miloradovici*.

В целом столбчатым строматолитам бирьяния присуще большое разнообразие морфологических типов построек. Анализ распространения этих строматолитов в пограничных слоях среднего и верхнего рифея показывает, что границу между ними приходится считать рубежом высокого порядка, поскольку на ней появляются в массовом количестве постройки с принципиально новыми особенностями морфологии.

Однако наряду с ними продолжают существовать и пышно развиваются постройки более древних типов, отчего практически в конкретных разрезах нижняя граница тимурия не кажется резкой, и бывает трудно выбрать строгий уровень, отделяющий верхний рифей от среднего. Это особенно дает себя знать при анализе сибирских разрезов, в которых, несмотря на широкое развитие строматолитовых фаций, трудно точно протрассировать интересующую нас границу. В Приенисейской зоне и в Учуро-Майском регионе строматолиты главной руководящей среднерифейской группы *Baicalia* чередуются в пограничных с тимурием слоях с гимносоленидами; отдельные формы, быть может, близкие к *Gymnosolen*, присутствуют, по данным В. Ю. Шенфиля, в деревнинской свите и в мильконской подсвите среди типичного «якутского» комплекса строматолитов. О переходном характере комплекса свиты буровой уже говорилось выше. То же можно сказать отчасти и о нельканской подсвите лахандинской свиты.

Граница среднего и верхнего рифея не является, как это представлялось на первых порах, границей смены разнохарактерных комплексов, а лишь границей, где менее разнообразный комплекс уступает место более разнообразному. Однако в конкретных разрезах появление новых,

руководящих для верхнего рифея групп может происходить на различных уровнях, в отложениях толщ, гораздо более молодых, чем нижний уровень их массового развития в стратотипе.

Как представляется, это зависит в значительной степени от избираемой приуроченности строматолитов различных надгрупп к обстановкам образования толщ. Теоретически гимносолениды вообще могут впервые появиться в каком-либо разрезе на любом уровне внутри тимурия. То же относится и к каждой из групп, которыми они представлены, будь то *Inseria*, *Gymnosolen*, *Minjaria* или *Boxonia*. Их первое появление в разрезе может происходить практически на любом уровне, давая возможность надежно установить присутствие верхнего рифея, но не провести его нижнюю границу.

Формальные виды тех же групп дают возможность с большей точностью установить, какие именно стратиграфические уровни представлены в слоях с гимносоленидами. Определить положение нижней границы в слоях, лишенных гимносоленид, но охарактеризованных формами иных надгрупп, представляется возможным, привлекая формальные виды входящих в них групп, имеющих узкое вертикальное распространение, и соответствующих руководящим бирьянским формам гимносоленид. До выработки более детальной шкалы расчленения нижнего тимурия степень точности сопоставлений все же будет невелика. Ориентируясь на радиологические данные, можно думать, что комплекс форм, известных сейчас из бирьяния, характеризует в основном его нижнюю часть, т. е. горизонты с возрастом 1000—900 млн лет.

Совершенно очевидно, что и присутствие в конкретных разрезах других надгрупп зависит в значительной степени от характера этих разрезов и что ни появление, ни исчезновение какой-либо надгруппы не может служить практическим критерием строгого проведения границ ни самого тимурия, ни подчиненных ему подразделений. Их распространение в различных регионах крайне неравномерно. пышное развитие группы *Tungussia* в тимурии стратотипической области начинается лишь в миньярии; напротив, в районах западного и южного ограничения Сибирской платформы оно приурочено к пограничным слоям среднего рифея и тимурия и низам последнего.

В разрезах северных районов Сибирской платформы тунгуссиды в тимурии практически отсутствуют.

Исчезновение конофитонов на границе среднего и верхнего рифея, например, в ряде разрезов Сибири, очень резкое и приуроченное примерно к одному уровню, носит кажущийся характер применительно к общей шкале распространения строматолитов: это очевидно из факта присутствия конофитонов в высоких горизонтах тимурия других районов — в миньярии Южного Урала, Полюдова кряжа, в венде Шпицбергена, Алтае-Саянской области и т. д.

Уровень появления в разрезах конкретных районов куссиеллид также весьма различен: например, *Jurusania*, крайне характерные для базальных слоев тимурия Урала, в других разрезах появляются лишь в венде, или не появляются вовсе.

Общий список форм строматолитов, характерных для бирьяния, является сводным из различных опорных разрезов, ни один из которых не включает их полного комплекса. Гимносолениды в нем представлены главным образом группой *Inseria*: *I. tjomusi* Krul., *I. confragosa* (= *Gymnosolen confragosus* Sem.), *I. macula* Gol., *I. togoica* Gol., из которых две первые имеют широкое распространение. Комплекс бирьяния включает также *Gymnosolen furcatus* Kom., *Boxonia lissa* Kom., *Minjaria uralica* Kryl. и *M. procera* Sem. О вероятной близости обеих этих форм, описанных из Туруханского района, к *I. confragosa* мы уже говорили выше. По-видимому, бирьянскими формами следует считать *Baicalia lacera* Sem., *B. rara* Sem., и *B. maica* Nuzhn. Тунгуссии, представленные форма-

ми с точечноглобулярной текстурой: *Tungussia confusa* Sem., *T. sibirica* Nuzhn. и *T. enpiggeni* Raab. К тунгуссидам принадлежит, вероятно, и своеобразная *Kotuicania torulosa* Komar. Характерными являются *Jurusania* с аморфно-пленочной текстурой — *J. cylindrica*, *J. nisvensis*, встречающиеся во многих разрезах.

Из нестолбчатых форм известны *Nucleella cortinata* Kom., *Gongylina diferenciata* Kom., *G. mixta* Kom., *Stratifera pseudocolumnata* Kom. и *St. planusata* Gol. Все они пока известны лишь из разрезов северной Сибири.

Характер комплекса микрофитолитов бирьяния устанавливается в основном по разрезам Сибири, а также Шпицбергена: его разрезы в стратотипической области бедны микрофитолитами. Он характеризуется проходящими группами *Radiosus*, *Asterosphaeroides*, *Osagia* и *Vesicularites*, среди которых особое развитие имеют две первые.

В состав этих групп входят здесь в основном новые формы, хотя распределение микрофитолитов в разрезе Анабара позволяет предположить, что отдельные из них все же приходят в бирьяний из среднего рифея. Сравнительно недавно был установлен состав везикуляритов: ряд их форм отмечен в породах игниканской подсвиты лахандинской свиты Юдомо-Майского региона.

Надо заметить, что бирьяний и миньярий объединены многочисленными общими формами, составляющими в сумме третий комплекс, по З. А. Журавлевой.

Специфическими для бирьяния можно считать отдельные формы групп *Osagia* и *Asterosphaeroides*, но основным отличием пока является несравненно большее богатство комплекса микрофитолитов миньярия по сравнению с нижнетимурийским.

ВЕРХНИЙ ТИМУРИЙ

Отложения биостратиграфически охарактеризованного верхнего тимурия распространены, как мы уже говорили, очень широко, но представлены неравномерно в различных опорных разрезах. В Урало-Тиманской стратотипической области и на Шпицбергене они представлены всеми своими подразделениями. В ряде сибирских разрезов преимущественное развитие имеют верхние их горизонты — здесь особенно широко распространены венд, в то время как палеонтологически охарактеризованные отложения миньярия представлены лишь в отдельных районах.

Можно заметить прямую связь между таким строением разрезов и их положением в различных структурно-фациальных зонах. Наиболее полные разрезы отвечают миогеосинклинальной зоне байкалид восточного ограничения Европейской платформы и зоне сквозного развития каледонской геосинклинальной зоны, прослеживающейся на Шпицбергене. Наименее полны разрезы центральных частей Сибирской платформы.

Верхний тимурий охарактеризован богатым комплексом водорослевой проблематики, по числу известных форм превышающим нижний тимурий, средний и нижний рифей вместе взятые. Столбчатые строматолиты в нем приобретают особенно широкое распространение: достаточно заметить, что более половины всех формальных видов, отмеченных в опорных разрезах рифея, приурочены именно к его отложениям (см. фиг. 55). В нем, однако, сохраняются все те же надгруппы, что и в нижнем тимурии, и большинство характерных групп.

Групповой состав гимносоленид практически не меняется, но среди тунгуссид исчезают представители группы *Baicalia*. *Tungussia* представлены формами с отличными от бирьянских текстурами; появляются некоторые новые группы, близкие к *Jurusania*, но отличающиеся еще большей варианностью всех морфологических признаков. Из куссиеллид

представлены *Jurusania* и *Kussiella*. Конофитоны, хотя они встречаются сравнительно редко, представлены несколькими формами и проходят через весь верхний тимурий. Кроме того, здесь появляются некоторые новые группы, которые не могут быть отнесены ни к одной из надгрупп и занимают как бы промежуточное положение между гимносоленитами и куссиеллидами или между гимносоленитами и тунгуссидами.

По составу строматолитов и особенно по составу микрофитолитов в верхнем тимурии хорошо различается нижняя протосистема — миньярий и верхняя — венд.

МИНЬЯРИЙ

Миньярий кажется временем максимального расцвета водорослевой проблематики, особенно столбчатых строматолитов, которых в его отложениях описано более двух с половиной десятков формальных видов, представляющих большую часть групп, известных из рифея (см. фиг. 55). Среди этого многообразия форм наиболее характерны гимносолениты групп *Gymnosolen* и *Inseria* со спутанно-волоконистыми текстурами слоев (*G. ramsayi*, *I. djejimi* и др.), а также тунгуссиды с текстурами либо того же типа (*Poludia polymorpha*, *Parmites concrescens*, *Ramuluc sociabilis*), либо с узорчато-пленочными текстурами (*T. colčimi*, *T. golovanovi*).

Их сопровождает комплекс микрофитолитов, из которого в пределах только стратотипической области известно более тридцати формальных видов групп *Osagia*, *Radiosus*, *Asterosphaeroides*, *Vesicularites*, *Nubecularites*, *Vermiculites*, *Glebosites* и *Volvatella*. Весьма значительная часть этих форм проходит в миньярий из нижнего тимурия, но, по данным В. Е. Забродина, среди них выделяется ряд видов с узким вертикальным интервалом распространения, в том числе *Radiosus minjaricus* Забр., *Radiosus lucidus* Забр., *Asterosphaeroides sparsus*, некоторые формы группы *Volvatella*, и особенно *Osagia maculata*, *O. pullata*, *O. milsteinae*. Появление в этой части разреза большого числа новых форм микрофитолитов было отмечено Т. А. Дольник и Г. В. Воронцовой для Патомского нагорья.

Резкое обогащение комплекса строматолитов и микрофитолитов в верхнем тимурии и особенно в миньярии нельзя целиком отнести за счет широкого развития карбонатных формаций в его отложениях. Разрезы бирьяния и среднего рифея Сибири не менее богаты такими формациями. Большое число описанных из миньярия форм вряд ли можно объяснить лучшей изученностью разрезов его стратотипической области: разрезы рифея Сибири исследованы весьма подробно, и над строматолитами здесь работали многие исследователи.

Отчасти богатство и разнообразие комплекса миньярских столбчатых строматолитов могут зависеть от того, что он известен в основном из миогеосинклинальных областей, особенно благоприятных для развития столбчатых форм. Однако представляется, что в значительной мере они стоят в связи с развитием самой группы строматолитообразующих водорослей: Сравнение миньярия с вендом особенно убеждает в этом. Будучи хорошо изучен и широко представлен в различных опорных разрезах, в районах с различным тектоническим режимом, венд тем не менее беднее и однообразнее миньярия, набор форм столбчатых строматолитов в нем более ограничен. Разумеется, мы еще не знаем всех характерных для него форм, и их число будет увеличиваться; представляется, однако, что теперешнее состояние наших знаний уже дает примерное представление о соотношении комплексов и что миньярий в этом отношении исключительно богат.

Если какое-либо подразделение может дать сейчас примерное представление о возможностях использования строматолитов для целей более дробной стратиграфии, то это, несомненно, именно миньярий. Одна-

ко, хотя число описанных в нем форм много больше, чем в любом другом подразделении рифея, оно все же очень невелико, если принять в расчет его примерный объем.

Хотя продолжительность миньярия является минимальной для подразделений рифея и не превышает 100—120 млн лет, он все же больше любой из систем фанерозоя; число органических остатков, известных из его отложений, ничтожно по сравнению с тем, что известно из любой такой системы. Отсюда и ограниченные возможности его подразделения. Даже если бы все описанные формы строматолитов располагались заведомо и равномерно на различных стратиграфических уровнях, на интервал, примерно равный по продолжительности ярусам мезозоя, приходилось бы не более одной формы.

Тем не менее в отдельных интервалах разреза и в пределах тектонически единых регионов строматолиты позволяют осуществлять очень дробное расчленение и корреляцию разрезов. На примере зоны, тянувшейся от Полюдова кряжа до п-ова Канин, мы показали, что ряд форм столбчатых строматолитов, не повторяясь в разрезе, оказывается приуроченным к достаточно строгим уровням, закономерно сменяя друг друга. Аналогичные соотношения намечены В. А. Комаром (1966) для ряда строматолитовых горизонтов среднего и верхнего рифея Анабарского массива и Оленекского поднятия.

Надо заметить, что такая закономерность положения в разрезе намечается, во-первых, лишь для форм с очень четкой текстурой, допускающей точную их идентификацию; во-вторых, что она прослеживается в интервалах разреза, представляющих собой почти сплошные строматолитовые толщи, где между пластами строматолитов остаются ничтожные интервалы.

Пока еще неясно, может ли замеченная закономерность рассматриваться как указание на возможность построения общей дробной шкалы подразделений рифея по строматолитам. Ясно лишь, что, если такая шкала может быть построена, она должна опираться на сочетание строматолитов различных надгрупп. Преобладание строматолитов той или иной надгруппы в каком-либо интервале разреза, как мы уже говорили, тесно связано с особенностями самих разрезов.

ВЕНД И ВЕРХНЯЯ ГРАНИЦА ТИМУРИЯ

Венд прекрасно выделяется в большинстве опорных разрезов и имеет среди отложений тимурия наиболее широкое пространственное распространение.

Представление о нем именно как о неотъемлемой части верхнего рифея распространено менее, чем представление о том, что венд резко и четко обособлен как в структурном, так и в биостратиграфическом отношении.

Между тем, если принимать венд в его современном значении как единицу планетарной шкалы докембрия, охарактеризованную определенным комплексом органических остатков, трудно говорить в общем плане о его структурной обособленности.

Еще в то время, когда венд понимался как комплекс отложений, образующий особый структурный ярус в чехле древних платформ, когда нижняя его граница проводилась по наиболее заметным несогласиям в пограничных слоях докембрия и палеозоя и казалась исключительно четкой, Б. С. Соколов (1964) подчеркивал ее асинхронность. Только в свете современных данных видно, насколько значительной была эта асинхронность и насколько существенно отличаются один от другого «биостратиграфический» венд — юдомий и «историко-геологический» венд, или верхний структурный ярус докембрия, ранее выделявшийся под этим названием, а иногда и сейчас отождествляемый с ним.

Если в пределах определенных, порой обширных, но все же ограниченных регионов, в частности, на значительной части Сибирской платформы, четкое структурное несогласие совпадает с подошвой биостратиграфически охарактеризованного венда, или, во всяком случае, отделяет толщи с вендским комплексом органических остатков от толщ более древнего возраста, то в других регионах такого совпадения не наблюдается. Это достаточно отчетливо иллюстрируется прежде всего опорным разрезом Южного Урала. Укская свита, представляющая здесь биостратиграфически охарактеризованный венд, безусловно является частью каратауской серии. До работ Р. Ю. Беккера она не выделялась из состава миньярской свиты, в основной характеристике которой, до сих пор фигурирующей в сводных работах (Геология СССР, 1969), большую роль играют именно уксские породы (светлые, массивные, часто оолитовые доломиты и т. д.).

Четкий разрыв, несогласие, словом наиболее резкая «историко-геологическая» граница проходит в кровле укской свиты, т. е. в подошве ашинской серии, целиком или частично также принадлежащей к венду. Аналогичные соотношения существуют и на Шпицбергене, где четвертый комплекс микропроблематики появляется внутри карбонатной толщи верхней части Средней Гекла-Хук; он проходит в серию Полярисбрен, основание которой, а также подошва тиллитовой формации Свеанор, несомненно, отвечают более четким историко-геологическим границам, чем уровень появления четвертого комплекса.

Число таких примеров можно было бы умножить, но мы лишь напомним, что даже в Сибири, на склонах Анабарского массива, старореченская свита долго входила в состав билляхской серии или выделялась в качестве пачки внутри юмастахской свиты и была обособлена лишь после изучения водорослевой проблематики. Напомним также, что несогласие в основании чингасанской серии Енисейского края, по которому проводилась ранее подошва венда, оказалось приуроченным к более древним уровням тимурия.

Таким образом, граница биостратиграфически охарактеризованного венда в ряде опорных разрезов не совпадает с наиболее выразительными перерывами, границами серий или структурных ярусов. Если в ее подошве или близ подошвы все же фиксируются признаки перерыва, то аналогичные признаки нередко наблюдаются и выше или ниже этой границы, и биостратиграфическая значимость того из перерывов, который совпадает с границами венда, устанавливается *post factum*, уже на основании анализа органических остатков.

Палеонтологическая характеристика венда достаточно выразительна и позволяет четко отделять его от других подразделений тимурия. Она, однако, не дает оснований считать его подразделением, принципиально отличным от верхнего рифея.

К венду принадлежит, прежде всего, богатый и весьма характерный комплекс микрофитоцитов, представленный, однако, почти исключительно проходящими группами. Основной состав комплекса (обычно называемого четвертым или юдомским), тип которого был установлен З. А. Журавлевой в юдомской свите, включает такие формы, как *Vesicularites lobatus* Reitl., *V. bothrydioformis* (Krasnop), *V. concretus* Z. Zhur., *V. šubinensis* Zabr., *Vermiculites irregularis* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *Nubecularites abustus* Z. Zhur. и некоторые другие. Он очень устойчив и прослеживается в большинстве опорных разрезов СССР, от Юдомо-Майского региона, через всю Сибирь, на Урал и далее на Шпицберген. Элементы его, как отмечалось выше, устанавливаются и в других зарубежных разрезах, в том числе в Норвегии и Шотландии.

К основному составу микрофитоцитов в различных районах добавляется ряд видов различных групп. Так, например, в пределах Свальбарда

в сочетании с характерными везикуляритами и *Nubecularites abustus* был описан *Radiosus polaris* Zabr., представитель группы, редкой в составе четвертого комплекса, а также *Osagia svalbardica* Milst.

При заметном количественном преобладании везикуляритов, а также форм групп *Volvatella*, *Ambiguolamellata*, *Nubecularites* вендский, или юдомский, комплекс имеет тот же групповой состав, что и комплекс более древней части тимурия. К этому надо добавить, что, как показывает характер распространения водорослевой проблематики на границе венда и миньярия Шпицбергена, переход между обоими комплексами в этом наиболее полном разрезе пограничных слоев обоих подразделений весьма постепенный и что в нем устанавливается совместное присутствие вендских и миньярских форм.

Как мы уже неоднократно отмечали, формы, которыми представлен четвертый комплекс, очень характерны, по-видимому, легко диагностируются и широко распространены в карбонатных толщах, благодаря чему венд практически устанавливается в разрезах в основном именно по их присутствию.

Микрофитолитам сопутствуют во многих районах столбчатые и пластовые строматолиты. Наиболее представительный комплекс строматолитов описан также из юдомской свиты, которая как фактический биостратотип венда была избрана объектом детальных исследований (Семихатов и др., 1970).

Ввиду того, что разрез юдомской свиты находится вне стратотипической области тимурия, а в основании фиксируется структурное и стратиграфическое несогласие, соотношение биостратотипа венда с более древними горизонтами, в частности с миньярием, устанавливается косвенно, главным образом при помощи микрофитолигов, позволивших коррелировать с юдомской укскую свиту стратотипа верхнего рифея. Присутствие в юдомской свите строматолитов *Linella simica* (= *L. ukka*) подтвердило лишней раз правильность корреляции. Все же вендские формы строматолитов, пригодные для целей дальнейшей корреляции, пока немногочисленны. К ним могут быть уверенно отнесены лишь *Boxonia grumulosa* Kom. и уже упомянутая *Linella ukka* (= *L. simica* = *T. bassa*). Остальные пока известны лишь в пределах определенных регионов, хотя, например, *Poludia russa* известна на Шпицбергене и на Приполярном Урале.

Общий список строматолитов, описанных из венда, выглядит довольно внушительно. Он включает около двадцати форм, большая часть которых отвечает столбчатым строматолитам. Даже если часть этих форм, как это кажется вероятным, являются синонимами, все же можно с уверенностью сказать, что комплекс столбчатых строматолитов венда еще достаточно богат, хотя значительно уступает в этом отношении миньярскому.

Столбчатые строматолиты венда не несут на себе того отпечатка своеобразия, который отличает строматолиты верхнего рифея, например, от строматолитов среднего. Это было, в частности, очень четко показано И. Н. Крыловым (1967б, 1969), подчеркнувшим, что ряд форм, впоследствии выделенных в новые группы, первоначально были описаны как верхнерифейские и что отличия строматолитов венда от строматолитов миньярия носят скорее количественный, чем качественный характер. Венду свойственны те же надгруппы столбчатых строматолитов, которые развиты в более древних горизонтах верхнего рифея.

Можно заметить, что и гимносолениды и тунгуссиды представлены здесь по преимуществу группами, у которых основные морфологические признаки построек выражены наименее типично и четко, а вариантность элементов построек наибольшая. Такие группы (*Boxonia*, *Poludia*, *Alternella*) появляются, однако, и раньше, и лишь их преобладание характерно для венда. В его отложениях представлена несколькими формами

группа *Jurusania*, проходящая через весь верхний рифей. Из конофитонов хорошо изучен лишь *C. circulus*; количественные параметры этой формы близки верхнерифейским (Комар и др., 1965).

Сохраняя черты сходства с миньярским, вендский комплекс столбчатых строматолитов кажется как бы вырождающимся. Вместе с уменьшением числа групп и форм наблюдается общая потеря четкости морфологических признаков и как бы стирается резкая грань между надгруппами. В кембрии этот процесс, по-видимому, приводит к исчезновению «палеотипных» строматолитов, которые в венде еще представлены достаточно полно.

Пластовые и желваковые строматолиты, которые когда-то казались свойственными только или преимущественно венду, сейчас хорошо известны и из более древних отложений, причем областью их максимального распространения является среди рассмотренных областей Сибирская платформа.

Наиболее характерные желваковые строматолиты *Coleniella singularis* и *Paniscollenia emergens* за пределами типовой области — склонов Анабарского массива и района Оленекского поднятия прослежены в пределах Юдомо-Майского региона (Семихатов и др., 1970), но пока не установлены за пределами Сибири. Однако особая форма *Colleniella* характеризует слои далредия Шотландии, подстилающие тиллиты Портаскейг.

Резкое обогащение комплексов строматолитов пластовыми и желваковыми формами, отмеченное для ряда районов Сибирской платформы, не устанавливается в миогеосинклинальных разрезах Урала и на Шпицбергене. В вендских отложениях этих районов пластовые и желваковые формы не получают сколько-нибудь заметного развития, в то время как столбчатые строматолиты изобилуют в них, слагая мощные пачки и даже целые толщи. Таким образом, преимущественное развитие нестолбчатых форм зависит от местных условий и не может считаться специфической особенностью венда как биостратиграфического подразделения.

Строматолитовые комплексы фанерозоя в целом резко отличаются от рифейских. Прежде всего существенно падает роль строматолитовых формаций, уменьшаются размеры биогермов, сокращается количество столбчатых форм относительно форм нестолбчатых и теряется четкость морфологических признаков (Королюк, Сидоров, 1969; Крылов, 1969; и др.). Не случайно исследователи, описывая строматолиты фанерозоя, редко пользуются системой классификации, принятой для строматолитов рифея.

Изменение характера строматолитовых комплексов не происходит, однако, совершенно внезапно. И. К. Королюк, впервые введя представление о палеотипных и неотипных строматолитах, отнесла строматолиты кембрия к первой из этих категорий. И. Н. Крылов (1969) также подчеркивал ряд сходных черт в строении биогермов рифейских и кембрийских строматолитов.

Нижнекембрийский комплекс строматолитов, известный главным образом по материалам из сибирских разрезов, сохраняет некоторое сходство с комплексами рифея. Из нижнего кембрия описан ряд столбчатых форм: *Columnaefacta elongata* Kor., *C. schancharia* Kor., *C. vulgaris* Sidorov, *C. minuta* Dol., *Ilicta composita* Sidorov, *I. placida* Dol., *Tunuca-ta nochtuica* Sidorov, *Sacculia zonalis* Korol., *Parmites victorius* Korol., *P. nochtuica* Dol., *Vetella uschbasica* Kryl., *Linocollenia angarica* Kor., *Columnacollenia tigris* Kor., *Boxonia zharcovi* Korol., *B. knjasevi* Dol. (Королюк, 1960, 1963б; Королюк, Сидоров, 1969; Крылов, 1969; Дольник, 1969). Подавляющее число этих форм описано из нижних горизонтов нижнего кембрия Сибири — пестроцветной свиты нохтуйского разреза на р. Лене. Из приведенного выше списка видно, что в базальных слоях кембрия еще представлены две группы, проходящие из тимурия, — *Boxo-*

nia Kor. и *Parmites* Raab. Кроме того, к *Shancharia* Kor. близки тимурийские *Alternella* (Раабен, Забродин, 1972). Однако появление сразу целого ряда несвойственных рифею родов (*Ilicta* Sidorov, *Tinicata* Sidorov., *Sacculia* Kor., *Vetella* Kryl.) уже в самых низах кембрия весьма значительно.

Строматолиты более высоких горизонтов кембрия еще недостаточно изучены, отчасти потому, что эта группа органических остатков с появлением массовой фауны теряет то значение, которое имеет для верхнего докембрия, а отчасти потому, что строматолитовые горизонты вообще становятся здесь более редкими. В этом отношении показателен разрез серии Ослобрен Шпицбергена. Он изобилует горизонтами карбонатных пород, известняков и доломитов, литологически сходных с породами верхней части Средней Гекла-Хук. Однако, если в составе этой тимурийской серии толщи со строматолитами слагают до 30—40% разреза по мощности, то в нижнепалеозойской серии Ослобрен наблюдаются единичные прослой строматолитовых пород, приуроченные к двум-трем уровням. Их суммарная мощность не достигает и 10 м, т. е. ничтожно мала на фоне всей полуторатысячечетровой серии преимущественно карбонатных осадков. Строматолиты представлены не столбчатыми формами, не имеющими аналогов среди тимурийских. Хотя в вопросах проведения нижней границы кембрия главная роль не может принадлежать строматолитам, дальнейшее исследование кембрийских комплексов может представить значительный интерес для освещения общего развития этой группы органических остатков в ходе геологической истории.

Вендский комплекс строматолитов, хотя и обедненный по сравнению с комплексом более низких горизонтов тимурия, еще может считаться докембрийским. Это особенно ярко подчеркнуто И. Н. Крыловым, который писал: «...в заключительные этапы докембрийского времени продолжают развиваться главным образом строматолиты рифейского, протерозойского облика. Никаких доказательств в пользу проведения нижней границы палеозоя в основании вендского и юдомского комплексов строматолиты не дают. «Венд» и «юдомий» ...по строматолитам следует включать в состав верхнего рифея и рассматривать как самую верхнюю, относительно небольшую его часть. Основная смена протерозойского и палеозойского строматолитовых комплексов происходила, по-видимому, вблизи нижней границы кембрия» (Крылов, 1968, стр. 119).

Концепция резкой обособленности венда от рифея в значительной степени базируется на присутствии в его отложениях бесскелетных пелагических организмов эдиакарского типа. Представляется, однако, что такие организмы развиты и в более древнем рифее. Большинство известных местонахождений действительно приурочено к самым верхним горизонтам докембрия. Богатейшее Эдиакарское местонахождение в Австралии располагается в кварцитах Паунд, серии Вильпена, в интервале между толщами, содержащими строматолиты верхнерифейского облика, и фаунистически доказанным нижним кембрием, представленным известняками Аякс.

Стратиграфическое положение эдиакарской фауны в самой верхней части докембрия не вызывает сомнений (Розанов и др., 1969). Вопрос о величине возрастного интервала между базальными слоями кембрия и кварцитами Паунд оценивается различно (Glaessner, 1966; Goldring, Curnow, 1967; Ford, 1968; и др.). Это зависит от различной интерпретации характера верхней границы свиты Паунд. Контакт ее с формацией Парахилна иногда считают согласным, и в этом случае эдиакарскую фауну относят почти к самой границе докембрия и кембрия (Ford, 1968). Данные о резком размыве на этой границе (Goldring, Curnow, 1967) позволяют, однако, считать, что это местонахождение принадлежит к более древним горизонтам венда (Glaessner, 1972). К верхним горизонтам докембрия принадлежит, по-видимому, и недавно открытое местонахож-

дение Ньюфаундленд, хотя прямые взаимоотношения слоев, содержащих остатки форм, близких к эдиакарским, с фаунистически охарактеризованным нижним кембрием пока не установлены.

Менее ясен вопрос о возрасте местонахождений фауны эдиакарского типа, приуроченных к нижней части системы Нама в Южной Африке. Здесь описаны рангеиды *Rangea schneiderhöhni* Gür., *R. brevis* Gür., *Pteridinium simplex* Gür., *Paramedusum africanus* Gür., отнесенный к медузоидам, и *Orthogonium parallelum* Gür. неясного систематического положения (Gürich, 1933; Ford, 1962). Позднее здесь был найден ряд новых представителей рангеид *Ermetta plateanensis* Pflug., *Nasepia altae* Germs, *Namalia villiersiensis* Germs, медузоиды *Cyclomedusa davidi* Sprigg. и некоторые другие формы (Germs, 1972). Эти остатки организмов «эдиакарского типа» приурочены к терригенным пачкам формации Куибис и к базальной части вышележащей формации Шварцранд. Карбонатные пачки тех же формаций, переслаивающиеся с пачками, содержащими рангеид и медузоидов, заключают остатки криброциатид *Claudina* Germs — организмов, близких к археоциатам. Здесь описаны новые формы этой группы, которые, по мнению А. Ю. Розанова, близки к формам криброциатид, описанным в СССР и происходящим из довольно высоких горизонтов нижнего кембрия. Таким образом, песчаники Куибис могут с равной долей вероятности относиться как к аналогам венда, так и к низам кембрия.

В СССР известен ряд находок, приуроченных к отложениям несомненного венда. Из валдайских отложений Русской платформы описана *Vendia sokolovi* Keller, которую считают трилобитоподобным организмом, лишённым панциря. Отпечатки бесскелетных животных, сближаемые главным образом с медузоидами, известны из валдайских отложений северо-западных районов Русской платформы и Подолии, из редкинской свиты, из баргоутской серии п-ва Рыбачьего (Меннер, 1963; Соколов, 1964; Розанов и др., 1969; Негруца, 1971; и др.). Ряд находок известен из венда Сибири. Из юдомской свиты бассейна р. Май описаны *Suvarovella aldanica* Vol. et Masl. и *Maiella verkhojanica* Vol. et Masl. Систематическое положение этих форм и их принадлежность к фаунам эдиакарского типа являются дискуссионными (Розанов и др., 1969). Ряд еще не описанных форм имеется в коллекции Б. С. Соколова, в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. В частности, здесь представлены прекрасные отпечатки рангеид из хатыспытской свиты р. Оленек Оленекского поднятия. В литературе о них упоминается как о *Rangea* или *Charnia*, от которых они, однако, имеют некоторые отличия в деталях строения. В той же коллекции имеются отпечатки форм, близких к *Pteridinium*, и мешкообразных бесскелетных организмов из мотской свиты р. Малый Анай Прибайкалья, а также ряд других форм.

Однако, наряду с этими сейчас уже довольно многочисленными находками, связанными с отложениями венда, известны некоторые находки и в отложениях более древнего возраста. Бесскелетные организмы эдиакарского типа вряд ли можно считать свойственными исключительно венду. В присутствии аналогичных организмов в отложениях, более древних, чем венд, убеждает прежде всего пример подробно рассмотренного выше местонахождения Лейстершайра. Имеется также ряд упоминаний и описаний ходов илоедов в тимурийских и более древних отложениях: нижнем торридоне Шотландии, катавской и авзянской свитах Южного Урала (Stewart, 1966; Розанов и др., 1969; Zabrodin, 1972). Присутствие *Sabelledites* в деревнинской свите Туруханского поднятия установлено В. И. Драгуновым (1963 и др.).

Все эти данные заставляют согласиться с мнением тех исследователей, которые считают, что появление высокоорганизованных Metazoa уходит в глубь рифея (Розанов и др., 1969; Меннер, Штрейс, 1971; и др.). Комплекс этих организмов, наиболее полно представленный в уникаль-

ном Эдиакарском местонахождении, слишком богат и хорош, чтобы можно было считать его совершенно новым в истории органического мира.

Все сказанное выше показывает, что органический мир венда в целом тесно связан с органическим миром рифея и прежде всего тимурия. Это заставляет считать венд подразделением хотя и самостоятельным, но подчиненным тимурию и неотъемлемой частью входящим в состав этого более крупного подразделения. Историко-геологические данные, как представляется, также подтверждают это положение.

О РАЗВИТИИ БАЙКАЛИД ЕВРОПЫ В ТИМУРИИ

Место тимурия в общей стратиграфической шкале в значительной степени определяется характером того этапа тектонического развития Земли, которому тимурий примерно отвечает. Как мы уже упоминали выше, в свете многочисленных данных, опубликованных в последние годы, обозначилось самостоятельное значение этого геолого-исторического этапа в развитии ряда областей земного шара. Вместе с радиохронологическими исследованиями, анализ истории древних, «внутриальгонских», складчатостей (Штрейс, 1964; Муратов, 1965а, б, 1966; Богданов, Хаин, 1968; Борукаев, Парфенов, 1970; Берзин и др., 1970; Хаин, 1970) показал широкое распространение и первостепенное значение гренвильской складчатости, которую относят иногда к числу платформообразующих. Постепенно складывается концепция особой тектонической эпохи, завершением которой является байкальская складчатость, но которая охватывает лишь послегренвильский этап тектонического развития (Богданов, Хаин, 1968).

Наряду с этим достаточно устойчива и концепция позднего докембрия как единого этапа геологической истории, очень слабо насыщенного тектоническими событиями; она тесно связана с представлением о рифее как о группе или эре. Это представление лишь недавно прочно утвердилось в борьбе за высокий ранг верхнего докембрия. В свете неожиданных радиохронологических данных оно преломилось в гипотезу о замедленном течении всех тектонических процессов либо даже об иных, чем в фанерозое, значениях физических констант (Желлер, 1972).

Стремясь согласовать таким образом новые данные со взглядом Н. С. Шатского на формационные ряды рифея как на единый естественный ряд геосинклинали, исследователи, как представляется, вступают в противоречие с более важным принципиальным положением Н. С. Шатского о принадлежности рифея и фанерозоя к одному мегахрону, характеризующемуся общими основными закономерностями; в частности, Н. С. Шатский считал, что «байкальская складчатость ничем не отличается от складчатостей каледонской, герцинской и альпийской» (Шатский, 1963, стр. 586).

Надо заметить, что само существование внутририфейских складчатостей сейчас уже более или менее общепризнанно, и основная полемика ведется преимущественно с позиций оценки их относительного значения, т. е. по вопросу о том, отвечают ли они самостоятельным крупным тектоническим эпохам, подобным каледонской, герцинской и другим, или лишь фазам складчатости единой байкальской сильно растянутой эпохи.

Анализ формаций верхнего докембрия, являющийся главным ключом к познанию истории развития областей его распространения, значительно затруднен недостаточной разработанностью его стратиграфической шкалы и ограниченными пока возможностями корреляции отложений верхнего докембрия на биостратиграфической основе.

Для тимурия к нему можно подойти, и то лишь отчасти, исходя из материала по тем областям, где его выделение и расчленение осуществляется наиболее надежно.

В области развития байкалид Европы из трех полос байкалид, которые намечаются вдоль восточного, западного и юго-западного ограничения эпикарельского блока Восточно-Европейской платформы, наиболее благоприятна восточная, Тимано-Уральская полоса с ее северным продолжением, или Арктической ветвью. Она представляется особенно важной, потому что, включая стратотипическую для рифея область Южного Урала, нередко служит отправной точкой для общих построений, касающихся верхнедокембрийского этапа геологической истории.

В пределах Тимано-Уральской области большей части тимурия отвечает очень крупный цикл осадконакопления, обособленность которого не вызывает сомнений (Шатский, 1945; Гарань, 1946, 1960; Олли, 1947; Келлер, 1952, 1970а; Херасков, 1967; Перфильев, 1968; и др.). Зато весьма дискуссионным является вопрос о том, отвечает ли он здесь самостоятельному тектоническому циклу, отражающему развитие соответствующей геосинклинальной системы или эпохи тектогенеза.

Классическое представление об истории Урала в позднем докембрии, как о развитии единой рифейской геосинклинали, можно найти как в сводках по докембрию, в частности в томе II Стратиграфии СССР, так и в работах, где этот вопрос рассматривается специально (Белянкина и др., 1968; Гаррис, Постников, 1970; и др.). Из единого ряда формаций рифея Уральской геосинклинали сейчас все чаще исключают бурзянскую серию (Богданов, Хаин, 1968; Келлер, 1970а, б; и др.). Представление о существовании на Урале особого тектоно-магматического цикла, отвечающего верхнему рифею, намечено в работах М. И. Гараня (1946, 1960), который считает Урал полициклической геосинклинальной областью, развитие которой в течение рифея протекало в несколько этапов; каждый из них начинался заложением геосинклинального прогиба и заканчивался складчатостью, являющейся фазой байкальского цикла тектогенеза.

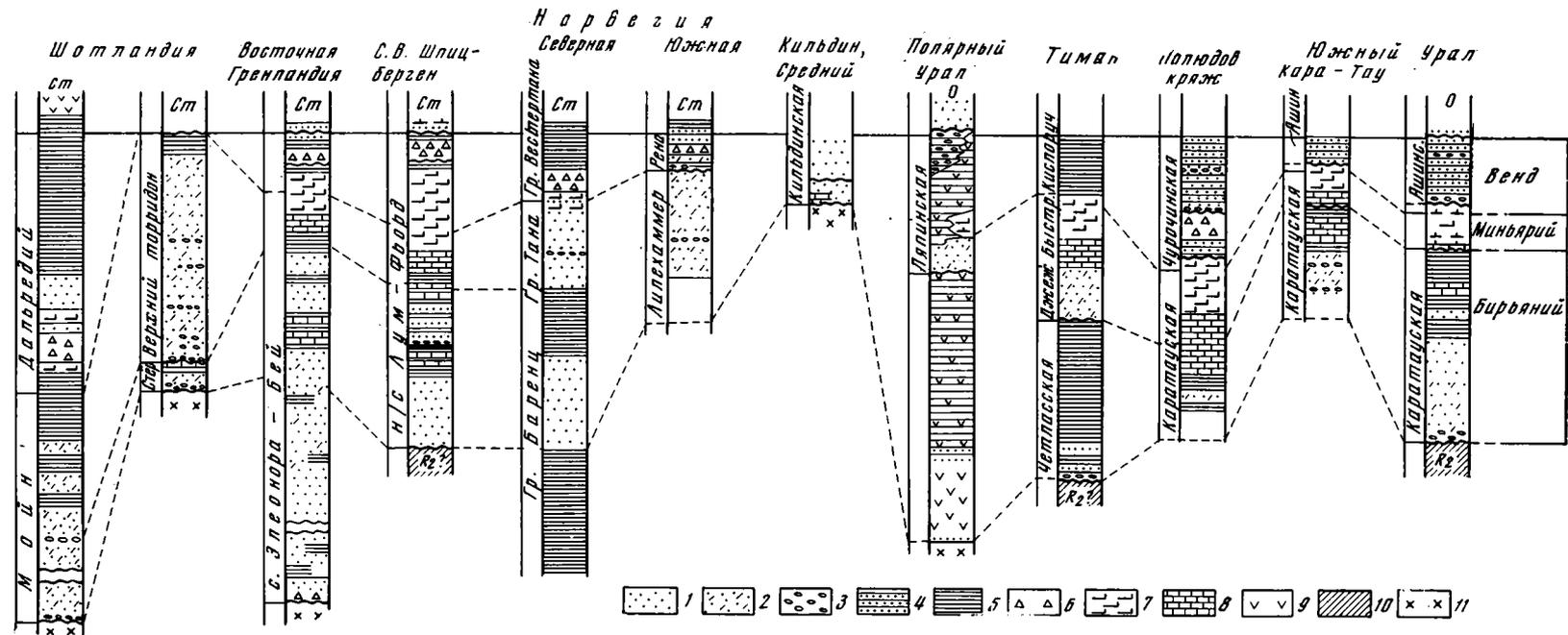
Ю. Д. Смирнов (1964) резко подчеркнул самостоятельность каждого из циклов, в том числе верхнерифейского или тиманского тектоно-магматического цикла, в пределах всей Тимано-Уральской области и наметил в нем начальные, или ранние, средние и поздние, конечные этапы развития.

Окончательное решение этого спорного вопроса станет, как представляется, осуществимо лишь тогда, когда анализу станут доступны ряды формаций тимурия различных зон Урало-Тиманской полосы байкалид. В настоящее время, хотя биостратиграфический охарактеризованный тимурий известен в составе как миогеосинклинальных, так и эвгеосинклинальных формаций, все его основные опорные разрезы принадлежат к внешней зоне миогеосинклинали, и корреляция с ними разрезов внутренних зон часто является спорной.

Имеющиеся данные заставляют считать вероятным, что тимурию в целом отвечает в этой области самостоятельный тектонический цикл, в понимании В. Е. Хаина (1970); собственно геосинклинальному этапу цикла соответствует каратауская серия, а орогенному — молассовые формации ашинской и чурочной серий (фиг. 56).

Структурная обособленность тимурийского комплекса в миогеосинклинальной зоне Урала подчеркнута несогласиями, стратиграфическими, а иногда — угловыми, в его основании; с ними связаны интенсивные нарушения и метаморфизм (Гаррис, Постников, 1970). На Тимане в основании тимурия проходит резкое угловое несогласие; возраст наиболее древнего известного здесь минералообразования 1130 млн лет (Полканов, Герлинг, 1961).

М. И. Гарань (1960) выделял авзянскую фазу, а Ю. Д. Смирнов — эпоху складчатости, завершающую среднерифейский (башкирский) тектоно-магматический цикл.



Фиг. 56. Строение разрезов тимуря в обрамлении эпикарельского блока Европейской платформы

- 1 — кварцевые песчаники, кварциты;
2 — аркозовые песчаники и гравелиты,
3 — конгломераты;
4 — песчаники и алевролиты;

- 5 — сланцы, алевролиты;
6 — тиллиты;
7 — массивные известняки и доломиты;
8 — плитчатые известняки, доломиты, мергели;

- 9 — вулканогенные породы;
10 — слабо метаморфизованные до-тимурийские породы;
11 — сильно метаморфизованные и кристаллические породы

Миогеосинклинальные формации тимурия подстилаются миогеосинклинальными же формациями среднего рифея. Карбонатные толщи верхней части юрматинской серии и значительную часть каратауской относят иногда к одной и той же стадии развития рифейской геосинклинали (Белянкина и др., 1968; Келлер, 1970а). Огромный разрыв во времени, разделяющий эти серии, не вяжется, однако, с этим представлением. Совершенно неизвестно, какими формациями заполнялся этот перерыв. Возрастное его соответствие гренвилльской складчатости и ее аналогам подчеркнуто в ряде работ (Белянкина и др., 1968; Богданов, Хаин, 1968; и др.).

В составе верхнерифейского цикла осадков базальные члены, представленные терригенными мелководными формациями, отвечают, как представляется, начальной стадии, а карбонатные или сланцево-карбонатные и песчаниково-алевролитовые «толщи переслаивания», иногда приобретающие черты сходства с флишем,— зрелой или предорогенной стадии полного тектонического цикла.

Из терригенных формаций начальной стадии особенно широко развита песчаниковая или фаллаховая формация. М. И. Гарань (1960) и Б. М. Келлер (1970а) подчеркнули ее тесную связь с платформой; она представлена наиболее типично на Урале, в зонах, ближайших к краю эпикарельского блока Европейской платформы.

В направлении к внутренним частям геосинклинали в составе базальных членов тимурийского ряда значительно повышается роль сланцевых толщ; алевролитовые, глинистые, кварц-серицитовые сланцы и филлиты составляют там существенную часть зильмердакской свиты и ее аналогов (Гарань, 1963, 1969; Перфильев, 1968).

На Тимане сланцевые толщи преобладают в составе базальных членов тимурия; фаллаховая формация развита локально и играет подчиненную роль. Накоплению базальных членов тимурийского ряда формаций отвечает относительно короткий интервал времени, укладывающийся в низы бирьяния и не превышающий первых десятков миллионов лет в цифрах абсолютного возраста. Этот интервал, таким образом, в несколько раз короче, чем время образования карбонатных, сланцево-карбонатных и песчаниковых формаций, отвечающих следующей стадии развития геосинклинали.

Карбонатные формации составляют свыше 50% всего разреза в приплатформенных частях внешней зоны миогеосинклинали байкалид на ее уральском отрезке. Среди них особенно характерны: формация красных или пестрых глинисто-карбонатных пород; формация темных, серых и черных известняков и доломитов, с которыми связаны карбонатные конседиментационные брекчии, плиточные конгломераты и подводно-оползневые структуры; формация массивных «рифогенных» строматолитовых известняков и доломитов, с которыми нередко связаны кремни.

В меньшей степени развиты песчанико-алевролитово-глинистые формации, тяготеющие в основном к более удаленным от платформы частям этой зоны, где они отчасти замещают карбонатные формации. Весь этот комплекс отложений так или иначе связывают с эпохами внутреннего расчленения геосинклинали и отчасти сравнивают с флишем (Белянкина и др., 1968; Келлер, 1970а).

Если рассматривать эту часть тимурийского цикла как предорогенную стадию развития геосинклинальной системы, то она кажется сильно растянутой во времени, в противоположность начальному этапу, имеющему «нормальную» продолжительность.

Следует, однако, иметь в виду, что при общей направленности развития тимурийский ряд формаций обнаруживает двучленное строение, на что впервые обратил внимание А. И. Олли (1947). В свете данных о перерыве, отделяющем низы миньярия от подстилающих толщ, можно предположительно наметить два подцикла. Ниже перерыва, падающего на верхнюю часть бирьяния и отвечающего интервалу 875—775 млн лет,

базальные терригенные толщи начала первого подцикла сменяются сначала тесно с ними связанной, выдержанной в пределах всей миогеосинклинальной зоны Урала формацией пестрых глинисто-карбонатных пород, представленных катавской и деминской свитами, а затем — менее выдержанной формацией темных известняков и доломитов подинзерской свиты или сланцево-алевролитопесчаниковой толщей переслаивания инзерской свиты, отчасти являющейся их латеральным эквивалентом.

В основании верхнего подцикла ни фаллаховая, ни пестроцветная глинисто-карбонатная формации не достигают сколько-нибудь заметного развития. Зато формация темных известняков, представленная нижней частью миньярской свиты, кажется прямым повторением аналогичной формации нижнего подцикла; с ней также тесно связаны толщи переслаивания песчаников, алевролитов и сланцев.

Для верхней части второго подцикла особенно типична формация массивных «рифогенных» строматолитовых доломитов и известняков. Временем главного ее развития является верхняя половина миньярия и низы венда. Эта формация имеет широкое пространственное распространение и прослеживается в ряде районов даже за пределами внешней зоны миогеосинклинали. Остальные формации рассмотренного ряда известны в зоне шириной не более 100—120 км на уральском меридиональном отрезке восточной полосы байкалид.

На тиманском отрезке, где миогеосинклинальная полоса расширяется до 300—325 км, строение формационного ряда тимурия несколько иное. В четласской свите, образующей базальные горизонты тимурия, типично представлена аспидная формация, с которой начинается классический ряд миогеосинклиналей (Келлер, 1970а; Хаин, 1970).

Некоторые исследователи считают основанием верхнего рифея Тимана не четласскую, а вышележащую, джежимскую, свиту, в основании которой также проходит угловое несогласие; даже и при этой трактовке сохраняют силу соображения как о структурной обособленности тимурия на Тиманском отрезке, так и о характере его базальных формаций.

В самом деле джежимская свита на большей части территории своего развития имеет значительное сходство с четласской; лишь в стратотипическом разрезе свиты, на Джежим-Парме ее осадки могут считаться принадлежащими к фаллаховой формации.

Более вероятным представляется верхнерифейский возраст четласской свиты и двучленное, как и на Урале, строение разреза, разделенного здесь не только перерывом, но и более четким несогласием. Этим несогласием может объясняться частичное или полное отсутствие на Тимане карбонатных формаций бирьяния — аналогов катавско-деминского горизонта.

В джежимской свите можно предположить более полно развитый аналог маломощных базальных терригенных слоев верхнего, уральского, подцикла.

Карбонатные формации более высоких частей ряда обнаруживают большое сходство с аналогичными формациями Урала, отвечающими тому же возрастному интервалу. Их распространение ограничено относительно узкой полосой, на границе западной и восточной структурных зон Тимана (Журавлев, Гафаров, 1959; Журавлев, Осадчук, 1963; Черный, 1971). Есть многочисленные указания на то, что в направлении к внутренним частям широкой геосинклинальной зоны часть карбонатных толщ переходит в сланцевые формации, слагающие восточную зону (Кальберг, 1948; Журавлев, Гафаров, 1959; Гецен, 1970). Часть сланцевых толщ этой зоны В. Г. Черный (1971) считает формационно близкой к флишу. Достоверные аналоги орогенного комплекса в миогеосинклинальной области тиманского отрезка восточной полосы байкалид пока не известны.

Орогенный комплекс хорошо выделяется в эвгеосинклинальной зоне байкалид Приполярного Урала, где ему соответствуют вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи верхней части маньинской и лапто-пайской свит, венчающие разрез патовской серии Приполярного Урала (Пучков, 1970). На Полярном Урале его вероятными аналогами являются вулканогенно-осадочная серия Пендирма-пе (Раабен, 1959а, 1963) и ее аналог. Патокская серия Приполярного Урала образует обособленный осадочный цикл, отделенный несогласием от нижележащих толщ, как и вероятный ее аналог на Полярном Урале — верхнесобская серия (Раабен, 1959а). Базальная часть патовской серии, которой отвечает хобеинская свита К. А. Львова (1965), местами приобретает сходство с фаллаховой формацией, но отличается крайней невыдержанностью. Серия попадает в относительно короткий возрастной интервал, ограниченный верхней частью миньерия и низами венда. Структурная обособленность этого цикла в эвгеосинклинальной зоне байкалид Урала заставляет обратить пристальное внимание на следы перерывов, которые устанавливаются внутри разреза верхней части тимурия миогеосинклинальной области Урала, прежде всего на перерыв в основании бьянжской свиты. Не исключено, что история складчатых движений конца тимурия в Уральской геосинклинали сложнее, чем это представляется в настоящее время.

В пределах акватории Северного Ледовитого океана, в западном секторе Арктики, северо-восточная часть архипелага Шпицберген кажется продолжением Урало-Тиманской миогеосинклинальной полосы байкалид, по крайней мере для тимурийского этапа ее развития (Журавлев, Раабен, 1968). В строении более древних частей разреза не устанавливается аналогии с миогеосинклинальными формациями уральского рифея. Мы рассматривали выше те еще ограниченные пока данные, которые позволяют предполагать в основании разреза тимурия структурное несогласие или во всяком случае перерыв.

В строении разреза тимурия Шпицбергена, представленного сериями Лум-фьорд, есть много общего с каратауской серией (Голованов, Раабен, 1967; Журавлев, Раабен, 1968; Раабен, Забродин, 1969; и др.). Тимурий образует, как и в стратотипической области, обособленный крупный цикл осадконакопления с заметным преобладанием терригенных формаций в нижней части и карбонатных — в верхней.

Нижние датированные горизонты обоих рядов принадлежат к бирьянию, и начало формирования цикла на Шпицбергене и на Урале в первом приближении совпадает, хотя вряд ли может считаться строго одновременным.

В формационном ряду тимурия Шпицбергена гораздо четче, чем на Урале, обнаруживается двучленное строение. Оно было убедительно показано Б. Уильсоном, и мы отчасти уже останавливались на этом вопросе при рассмотрении разреза Средней Гекла-Хук Нью-Фрисланда. Первый подцикл охватывает часть разреза от кварцитов Кортбрена до известняков Кингбрена. Его базальные члены, бесспорно, можно отнести к фаллаховой формации; кварцито-песчаниковые толщи здесь, однако, тесно переплетаются с толщами так называемых граувакк; их сменяют в той же последовательности, что и на Урале, пестроцветная глинисто-карбонатная формация и формации переслаивания плитчатых карбонатных и песчаниково-алевролитово-сланцевых пород. По возрасту весь подцикл отвечает бирьянию.

К бирьянию принадлежит и нижняя часть второго подцикла, который повторяет последовательность трех формаций первого; фаллаховая формация в его основании прекрасно выражена.

Не имеющим аналога членом верхнего подцикла является верхняя формация массивных строматолитовых доломитов, ассоциирующих с пачками красных и пестрых сланцев. Она принадлежит по возрасту к

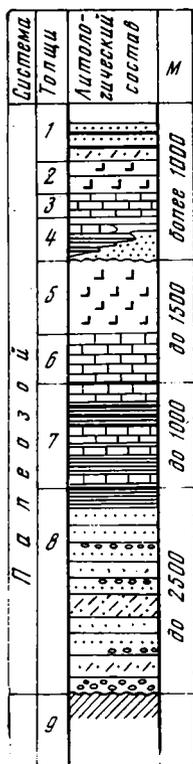
верхней части миньярия и низам венда, являясь возрастным и формационным аналогом бьянской и укской свит и верхней части низьвенской свиты стратотипической области. Как и на Урале, в этой части разреза устанавливается ряд кратковременных перерывов.

Существенно иным, чем в Тимано-Уральской миогеосинклинальной области, представляется поздний этап развития миогеосинклинальной области Шпицбергена, которое не завершилось здесь на рубеже тимурья и палеозоя. Байкальская складчатость нашла отражение в минералообразовании, о котором свидетельствуют датировки некоторых пород (Harland a. o., 1966; и др.), и в слабых несогласиях внутри серии Полярисбрен. Отложения этой серии иногда рассматривают как орогенный комплекс байкалид (Клитин и др., 1970); о его развитии здесь, как представляется, можно говорить весьма условно. Нижний палеозой (серия Ослобрен) образует трансгрессивный цикл, начинающийся маломощными кварц-глаукоконитовыми песчаниками, за которыми следуют карбонатные формации, во многом удивительно похожие на верхние карбонатные формации миньярия и нижнего венда как Шпицбергена, так и Тимано-Уральской области, вплоть до широкого развития в них строматолитов и присутствия окремнелых горизонтов. Особенно велико сходство в строении этого ряда формаций, уже относящегося к каледонскому тектоническому циклу, со строением верхнего подцикла каратауской серии. Сходство рядов довершается присутствием в обоих регионах завершающей молассы соответственно каледонской и байкальской складчатостей. Оба формационных ряда можно предположительно интерпретировать как неполные ряды формаций циклов со слабо развитыми начальными и хорошо выраженными завершающими стадиями.

Каждому из них предшествует не менее двух циклов с прекрасно развитыми начальными стадиями, достаточно выразительной средней частью и лишь иногда намеченной орогенной стадией.

Верхний тимурий и нижний палеозой не только образуют сходно построенные ряды формаций, но и занимают одинаковое место в сложных рядах, отвечающих нескольким сменяющим друг друга циклам.

Не выходя за пределы восточной ветви европейских байкалид, можно указать еще один ряд формаций палеозоя, имеющий большое сходство с рассмотренным выше тимурийским рядом, типичным для внешней зоны миогеосинклинали байкалид и представленным на Урале и на Шпицбергене. Он развит в протяженной полосе внешней зоны миогеосинклинали палеозоя Приполярного Урала, в области крупного поперечного поднятия его структур (фиг. 57). Почти идентичный разрез известен в пределах наиболее приподнятой структурной области Полярного



Фиг. 57. Схематический разрез отложений палеозоя Западного склона Приполярного Урала

- | | |
|--|---|
| <p>1 — пермские отложения, серые и пестрые алевролиты, аргиллиты и песчаники;</p> <p>2 — карбон, известняки массивные и плитчатые, кремнистые известняки, рифогенные известняки;</p> <p>3 — верхний и средний девон (живетский ярус), слоистые известняки, прослон строматолитовых известняков;</p> <p>4 — средний девон (эйфель), глинисто-алевролитовые и глинистые сланцы, линзы кварцито-песчаников и известняков;</p> | <p>5 — нижний девон — верхний силур (лудлоу), массивные, часто рифогенные известняки и доломиты;</p> <p>6 — силур (ландовери, уинлок), плитчатые доломиты и доломитизированные известняки;</p> <p>7 — верхний ордовик, карбонатные и глинисто-карбонатные сланцы, глинистые известняки;</p> <p>8 — нижний ордовик, кварцитовидные песчаники, полимиктовые гравелиты, конгломераты, филлитовидные сланцы;</p> <p>9 — патокская серия</p> |
|--|---|

Урала (Добролюбова, Сошкина, 1935; Варсанюфьева, 1940; Софронов, 1944, 1956 и др.; Войновский-Кригер, 1945, 1955, 1960 и др.; Чернов, 1948; Львов, 1956а; Раабен, 1959б; Перфильев, 1968; и др.).

Мощные толщи песчаников зильмердакской свиты тимурийского ряда формаций находят аналогов в нижнеордовикской тельпоской (=обеизской) свите, которая также принадлежит к фаллаховой формации (Келлер, 1970а). Как и для толщ фаллаховой формации тимурия, для нее характерна тесная связь со сланцевыми толщами; последние отчасти замещают песчаники в направлении к внутренней части миогеосинклинали и совершенно вытесняют их из разреза в лемвинской зоне Полярного Урала. Для нижних членов каждого из рядов общим является и то, что при изменчивых, иногда очень значительных мощностях они отвечают относительно короткому интервалу времени, который в обоих случаях не превышает первых десятков миллионов лет.

Накоплению карбонатных формаций в палеозойском ряду, как и в тимурийском, отвечает наиболее продолжительная по времени часть соответствующих циклов. Не будучи совершенно идентичным тимурийскому, набор палеозойских карбонатных формаций во многом сходен с ним, сходна и последовательность появления отдельных формаций. Так, первыми в ряду стоят глинисто-карбонатные формации, главным образом пестроцветные в верхнерифейском ряду и преимущественно темноцветные — в палеозойском, где по возрасту они отвечают в основном верхнему ордовику. Формация темных плитчатых известняков и доломитов характерна для обоих разрезов. В ряду палеозоя она представлена наиболее типично отложениями лландовери и уинлока; здесь для нее, как и для ее тимурийских аналогов, чрезвычайно характерны подводно-оползневые структуры. Несколько менее выразительно та же формация представлена на втором уровне ее появления — в среднем и верхнем девоне и отчасти — в нижнем карбоне.

Формации массивных «рифогенных» известняков и доломитов тимурия отвечают в палеозойском ряду толщ, во многих отношениях на них похожие, хотя разумеется уже не строматолитовые. Они развиты в лудлоу — нижнем девоне и вновь появляются в карбоне.

Сходство палеозойских и тимурийских формаций этих частей циклов подчеркивается и тем, что карбонатные толщи связаны латеральными переходами с толщами переслаивания песчаников, алевролитов и сланцев (Раабен, 1959б; Перфильев, 1968).

Молассовые формации верхнего палеозоя, развитые главным образом уже в краевом и периклинальном прогибах Северного Урала, соответствуют в различных зонах разному интервалу геологического времени, падая в основном на пермь и триас (Перфильев, 1968; и др.). Продолжительность времени их накопления вполне соизмерима с интервалом времени, отвечающим образованию молассовых формаций байкалид. Ее даже пришлось бы считать более продолжительной, если бы у нас была уверенность в том, что ашинская свита и другие молассовые формации более древнего ряда не заходят отчасти в кембрий. Соизмерима и общая продолжительность формирования той части обоих рядов, которой отвечают группы карбонатных формаций; она соотносится для тимурия и палеозоя приблизительно как 3 : 2.

Палеозойский ряд северных уралид, как и верхнерифейский ряд Тимано-Уральской области, вероятно, следует рассматривать как сдвоенный. Отвечая в общей истории тектонических событий герцинской и каледонской эрам вместе взятым, он обнаруживает и признаки двучленного строения. Они выражены следами перерывов в девоне, локальным появлением в этом интервале формаций песчаников, аналогичных такагинской свите Башкирии, которую Б. М. Келлер (1970а) относит к числу фаллаховых, и, наконец, сходной дважды повторяющейся последовательностью карбонатных формаций.

Если двучленное строение рассмотренного формационного ряда палеозой можно поставить в связь с событиями каледонской эпохи, то в двучленном строении тимурийского ряда можно предположить отражение эпохи повышенной тектоно-магматической активности, которая намечается как в ряде геосинклинальных поясов различного возраста, так и в области древних платформ, и датируется цифрами порядка 800 млн лет (Богданов, Хаин, 1968; Семенов, 1970; Хаин, 1970; и др.). Рубеж между двумя подциклами тимурия, отвечающий верхней части бирьяния, падает примерно на тот же интервал времени. К тому же рубежу в Атлантической полосе байкалит приурочен в пределах северной Великобритании огромный перерыв и четкое угловое несогласие внутри торридонна, о котором говорилось выше. Можно предположить поэтому, что те тектонические события, которые обусловили двучленное строение тимурия в Тимано-Уральской области, были общими как для восточной, так и для западной полос байкалит, обрамляющих эпикарельский блок Восточно-Европейской платформы.

Самостоятельное значение тектонического цикла, в целом отвечающего тимурию, в пределах Атлантической ветви байкалит проявляется совершенно отчетливо в пределах северной Великобритании (Богданов, Хаин, 1968). Основанием геосинклинальным осадкам тимурия здесь служит многократно переработанный древний фундамент, тогда как в восточной полосе байкалит они залегают на геосинклинальных формациях рифея. Однако миогеосинклинальные наиболее хорошо прослеженные формации ложатся там то на аналогичные миогеосинклинальные, то на эвгеосинклинальные формации раннего рифея (см. фиг. 56). Все это, вместе взятое, свидетельствует о неунаследованности общего плана расположения основных структурных элементов тимурийских систем от более древних.

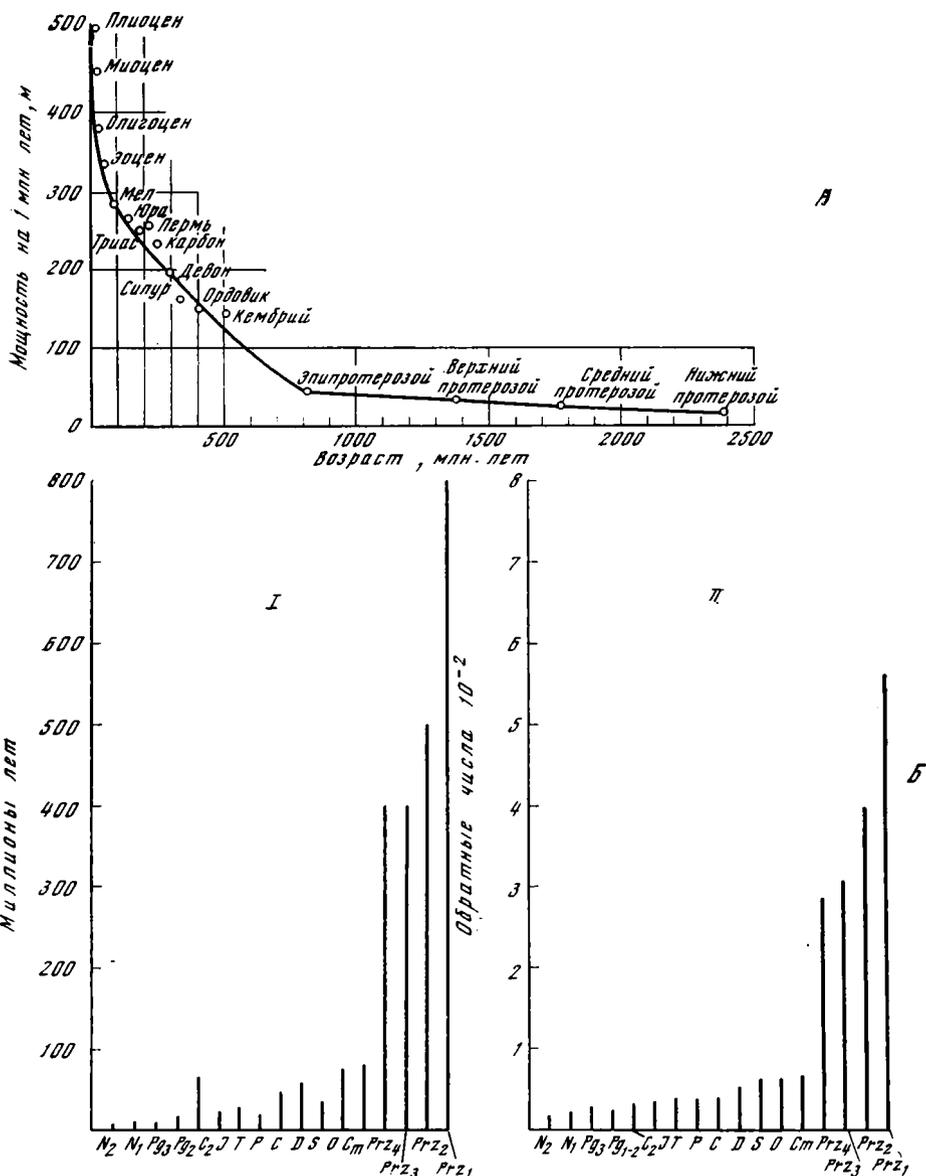
Начало формирования тектонического цикла, которому отвечает тимурий, в пределах рассмотренных областей байкалит Европы и различных рассмотренных их отрезков пока приходится считать приблизительно одновременным. Вероятно, лишь недостаточная точность наших методов, и в частности биостратиграфического метода, применительно к нижнему тимурию не позволяет уловить разницы возраста начальных стадий формирования цикла. Заметим в этой связи, что уже сейчас можно уловить некоторую разницу в возрасте нижней части верхнего подцикла тимурия на Урале и Шпицбергене: в первом из этих районов верхний подцикл включает осадки только миньярского возраста; нижняя его часть на Шпицбергене, по-видимому, принадлежит еще к бирьянию.

С дальнейшим развитием биостратиграфических методов станет возможным установить и разницу в возрасте базальных горизонтов тимурийского цикла осадков в различных участках европейских байкалит. Вне их пределов, в частности в некоторых прилежащих к Сибирской платформе областях, граница тимурия, как мы упоминали выше, не совпадает с началом цикла осадконакопления, и тимурий тесно связан со средним рифеем своими нижними горизонтами.

Заканчивая этот обзор, мы еще раз считаем необходимым повторить, что окончательный ответ на вопросы развития геосинклинальных областей тимурия будет получен лишь тогда, когда в результате развития различных методов корреляции и уточнения стратиграфической шкалы верхнего докембрия станет возможен полный анализ их формационных рядов.

К ВОПРОСУ О СКОРОСТЯХ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ВЕРХНЕМ ДОКЕМБРИИ

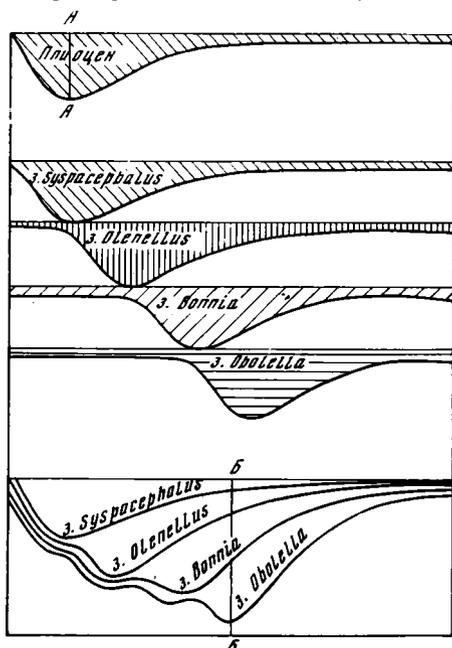
Сравнение формационных рядов верхнего докембрия, в частности тимурия, с палеозойскими, или вообще послерифейскими, может считаться достаточно убедительным лишь при допущении, что осадконакопление в течение всего этого времени подчинялось общим закономерностям, и в первую очередь протекало примерно с одинаковой скоростью.



Фиг. 58. Расчетные скорости осадконакопления и кажущийся характер их возрастания в ходе геологического времени

A — кривая изменения скорости осадконакопления со временем (Салоп, 1964). Для послепротерозойского этапа использован график Р. Гилули (Giluli, 1949); B — зависимость вычисленных скоростей осадконакопления от продолжительности интервалов времени, принятых при расчете; I — продолжительность отрезков геологического времени; II — обратные числа рассчитанных скоростей (I и II — на основе кривой A той же фигуры)

Хотя вопрос о скоростях осадконакопления относится к числу дискуссионных, представляется, что мы вправе сделать такое допущение. Исходя из него Т. Кобаяши (Kobayashi, 1944) дал оценку продолжительности синия, противоречившую всем существовавшим тогда представлениям о его ранге, но получившую впоследствии блестящее подтверждение радиоизотопными методами. Г. Гилюли (Giluli, 1949), в дискуссии с Г. Штилле, продемонстрировал кажущийся характер прогрессивного увеличения скоростей осадконакопления в последовательном ряду систем фанерозоя. В свете современных данных об абсолютной продолжительности различных единиц стратиграфической шкалы и о мощностях соответствующих толщ, этот вывод представляется верным и в отношении верхнего докембрия. Кажущийся характер возрастания вычисленных скоростей осадконакопления четко выявляется при анализе опубликованных кривых таких скоростей, почти зеркально отражающих кривую изменения продолжительности принятых подразделений снизу вверх по стратиграфической шкале (фиг. 58, 59, 60).



Фиг. 59. Схема Г. Гилюли, поясняющая причину «занижения» максимальных мощностей больших подразделений (Giluli, 1949)

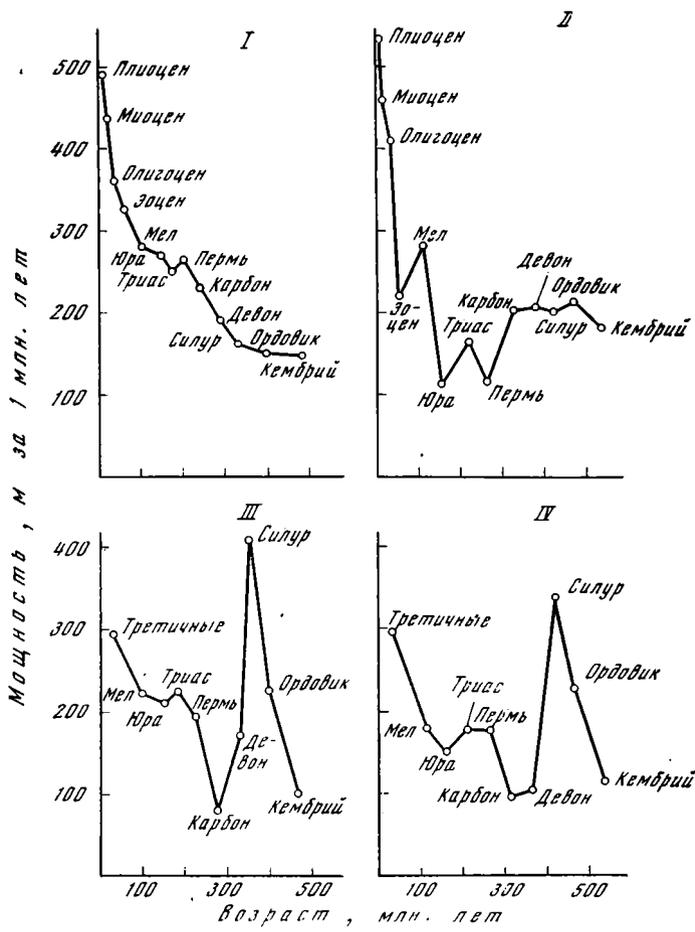
А — А и Б — Б — разрезы с максимальными мощностями стратиграфических подразделений: А — А — не расчлененных на зоны, Б — Б — расчлененных на несколько зон

Резкий перепад скоростей на границе рифея и фанерозоя находится в прямой зависимости от различной степени разработанности их стратиграфических шкал. Подсчитывая соотношения максимальных скоростей накопления толщ того или иного подразделения докембрия, исследователи вынуждены оперировать обобщенными цифрами мощностей очень больших по продолжительности подразделений: в докембрии в основу расчета приняты отрезки, в 5—10 раз превышающие по длительности системы.

С появлением возможности оперировать отрезками шкалы докембрия, соизмеримыми с системами фанерозоя, т. е. в частности, такими, как подразделения верхнего тимурия, резкое, на целый порядок, различие между рассчитанными скоростями осадконакопления в фанерозое и рифее стирается (Раабен, 1966).

Цифры, которые могут сейчас быть получены расчетом для верхнего докембрия, в частности, для тимурия, все же в среднем ниже, чем для фанерозоя; это также представляется прямым следствием различной степени дробности их шкал. Для подразделений тимурия мы еще лишены возможности применить ту практику, которая обычна для фанерозоя, для которого при расчете максимальной мощности отложений систем суммируются данные по не совпадающим в пространстве разрезам их отделов, ярусов и т. д. (см. фиг. 59).

Малая детальность шкалы верхнего докембрия не позволяет учесть большинство перерывов, а также неравномерности накопления толщ внутри крупных подразделений, что резко усредняет те данные, которые можно получить при расчете. Наибольшие мощности, известные для ре-



Фиг. 60. Колебания кривой вычисленных скоростей осадконакопления фанерозоя в зависимости от геохронологической датировки границ систем

- I — продолжительность подразделений и мощности по данным Гилюли (Giluli, 1949);
- II — продолжительность подразделений по данным Комиссии по абсолютному возрасту АН СССР, 1964 г., мощности приведены по работе Гилюли (Giluli, 1949);
- III — продолжительность подразделений и мощности по М. Кею (1955 г.);
- IV — продолжительность подразделений по данным Комиссии по абсолютному возрасту, 1964 г., мощности по М. Кею (1955 г.).

гиональных подразделений докембрия, не могут считаться истинно максимальными уже потому, что области развития этих подразделений ограничены. Существенно и то, что сами цифры непрерывно возрастают по мере возрастания геологической изученности, что стало особенно заметно в связи с резким увеличением объема работ по верхнему докембрию у нас и за рубежом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тимурий (верхний рифей), при сравнении его с единицами ныне действующей шкалы фанерозоя, наиболее близок к палеозою, и мы рассматриваем его в ранге группы — эры. Эта точка зрения уже ранее была высказана нами в печати (Раабен, 1967). Среди авторов многочисленных трудов, посвященных общим вопросам стратиграфии докембрия, близкие представления развивает, например, Л. И. Салоп (1968, 1970), принимающий тот же ранг для эппротозоя. Как было замечено выше, по биостратиграфической характеристике это подразделение отождествлено Л. И. Салопом с верхним рифеем, хотя принимается с несколько более древними нижней и верхней границами.

В схеме В. В. Меннера и Н. А. Штрейса тимурию соответствуют две группы — эры: верхний рифей, в его узком смысле, и венд. Последний рассматривается как особая, завершающая группа — эра рифейского мегахрона, гомологичная в какой-то мере кайнозою последокембрийской шалы.

В начальный период становления шкалы позднего докембрия верхний рифей и его эквиваленты рассматривались как отдел рифейской (или синийской) системы. Позднее, когда стал очевиден более высокий ранг рифея, получившего признание в качестве группы, его подразделения считали системами или обозначали нейтральным термином «комплекс» (Келлер, 1966б).

В настоящее время рифей представляется единицей надгруппового ранга. Б. М. Келлер сравнил его в целом с фанерозоем, определив как зонотему. Для его подразделений был предложен особый термин — «фитема», или «протосистема», чтобы подчеркнуть их существенное отличие от систем фанерозоя: отсутствие принципиальных палеонтологических отличий, связанных с появлением новых типов животных и растений; невозможность детального расчленения фитем; иной характер рубежей фитем, которыми нередко оказываются интенсивные проявления тектонических движений и магматизма, наконец, значительно большая длительность фитем по сравнению с системами фанерозоя (Келлер, 1966б, стр. 1047).

Введение особого термина для подразделений докембрия, ранг которых еще неясен, само по себе вполне оправданно. Оно, однако, не снимает, а лишь отодвигает вопрос о ранге каждого конкретного подразделения в рамках общей стратиграфической шкалы. В конечном итоге такая шкала должна строиться на едином принципе как для докембрия, так и для фанерозоя. Представляется, что, исходя из имеющихся данных, к вопросу о ранге тимурия (верхнего рифея) можно подойти уже сейчас.

Рассматривая тимурий как группу, мы прежде всего имеем в виду, что он является частью рифея, подразделения, надгрупповой ранг которого теперь почти общепризнан и явствует не только из его колоссальной продолжительности, превышающей 1 млрд лет, но и из его насыщенности крупнейшими тектоно-магматическими событиями (Штрейс, 1964; Богданов, Хаин, 1968; Виноградов, Тугаринов, 1968; Choubert e. a., 1969; Семенов, 1970; Меннер, Штрейс, 1971).

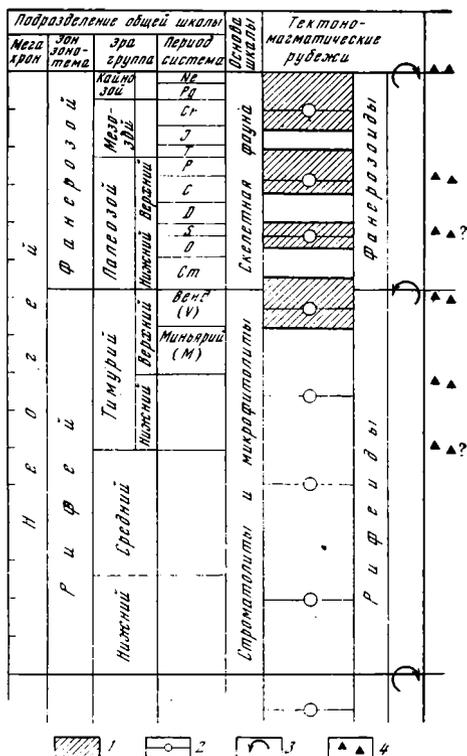
В составе рифейской зонотемы тимурий образует обособленную и крупную единицу, которая может сравниваться только с группой.

Группа (или эратема) — подразделение, принятое как единица общей стратиграфической шкалы в ряде крупнейших стран и предусмотренное Проектом Международного стратиграфического кодекса как подразделение планетарного характера, подчиненное зоноте. По определению, оно должно отражать крупный этап тектонического развития Земли, сопровождаться на границах кардинальными изменениями органического мира и объединять несколько систем (Меннер, 1962; Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура, 1965; и др.).

Как можно было видеть, тимурий представляет собой единицу именно планетарного характера и выделяется как биостратиграфическое подразделение по крайней мере на трех материках. Ему примерно соответствует интервал развития земной коры между очень крупными тектоно-магматическими эпохами — гренвильской и байкальской.

Биостратиграфические рубежи тимурия, датированные радиогеохронологическими методами, несколько смещены относительно статистических максимумов, датирующих тектоно-магматические события, и относительно средней арифметической между пределами, в которых они фиксируются. Нижний рубеж тимурия падает на вторую половину гренвильской эпохи тектоно-магматической активности с максимумом 1100 млн лет. Верхний рубеж, совпадающий с подошвой кембрия, также моложе максимума байкальской эпохи, датированного 600—650 млн лет. Обе границы приходятся на время, несколько более раннее, чем завершающие события обеих эпох тектоно-магматической активности. Положение границ тимурия относительно рубежей тектоно-магматических эпох аналогично положению границы мезозоя и палеозоя относительно герцинских событий (фиг. 61).

Продолжительность тимурия в границах между двумя биостратиграфическими рубежами, из которых верхний датируется более точно (около 570 млн лет), а нижний — более грубо (около 970—1000 млн лет), составляет 400—430 млн лет, т. е. измеряется цифрой одного порядка с длительностью палеозоя, которую превышает не более, чем на 20—30%. Сходство тимурийского и палеозойского этапов истории земной коры выявляется и в сравнении их формационных рядов на примере тех многоэосинклинальных областей, которые имеют сквозное развитие в



Фиг. 61. Положение тимурия в стратиграфической шкале и соотношение границ подразделений шкалы с тектоно-магматическими событиями

- 1 — интервалы накопления орогенных комплексов байкалид, каледонид, герцинид и мезо-кайнозойских складчатостей;
- 2 — статистические максимумы тектоно-магматической активности;
- 3 — перемещение центра тектоно-магматической активности;
- 4 — следы крупнейших оледенений

соответствующий интервал геологического времени (Раабен, 1967; Журавлев, Раабен, 1968).

В частности, это выявляется при сравнении тимурийского ряда формаций стратотипической Тимано-Уральской зоны и палеозойского ряда более северных районов западного склона Урала, где полно развиты уралиты и палеозоиды.

Крайне любопытно и сравнение рядов поздне-тимурийского этапа развития и каледонского на примере Шпицбергена, где хорошо выражена каледонская складчатость, в то время как байкальская дает лишь слабые отголоски. Карбонатные формации миньярия — низов венда северо-центрального и северо-восточного Шпицбергена и раннепалеозойские, кембро-ордовикские толщи этого архипелага несут признаки большого сходства при резком различии терригенных формаций, отвечающих завершающим стадиям каждого этапа. Относительно маломощные тиллитсодержащие, преимущественно сланцевые толщи, завершающие здесь разрез позднего докембрия, которые трактуются иногда как посторогенный комплекс байкалит (Клитин и др., 1970), и мощнейшие девонские толщи типа олд-рэда, как нельзя лучше подчеркивают специфику развития каждого из этих этапов, сравнимых как по продолжительности, так и по историко-геологическому значению. Каждый из них отвечает лишь части более крупного этапа развития — тимурийского в первом случае и палеозойского — во втором. Верхний тимурий кажется сопоставимым по рангу с нижним палеозоем в историко-геологическом аспекте.

Палеонтологические данные дают основание говорить о крупных изменениях на нижней границе тимурия тех групп органических остатков, которые широко представлены в рифее — как строматолитовые комплексы, так и комплексы микрофитолитов на этом рубеже меняют свою специфику, обогащаясь множеством формальных таксонов.

Строматолитовые комплексы тимурия включают представителей всех известных на сегодня морфологических типов. Особенно характерна для них совокупность всех без исключения надгрупп столбчатых строматолитов и непревзойденное разнообразие их форм, не наблюдавшееся ни в более древних, ни в более молодых отложениях (см. фиг. 55).

Было высказано много соображений и догадок об эволюционном смысле изменений, происходящих на границах подразделений рифея и нашедших отражение в признаках строматолитов и микрофитолитов, входящих в состав сообществ, сменяющих друг друга на протяжении рифея (Королук, 1960, 1966; Крылов, 1963, 1965, 1969; Комар и др., 1965; Журавлева, 1965; Комар, 1966; Раабен, 1969; и др.). Не подлежит в то же время сомнению, что истинный биологический смысл изменений гипотетичен. Неизвестен и истинный ранг тех таксонов, появление которых знаменует начало верхнего рифея, так как все они выделены в рамках схем искусственной классификации. Заметим, однако, что таксономический ранг изменений групп организмов на границах групп — эратем не оговорен в определениях этих единиц стратиграфической шкалы, данных в кодексах. Он не является регламентированным и на границах групп фанерозоя. Заметим также, что появление новых типов животных и растений не связано ни с одной из границ хорошо изученных групп или систем, и даже появление (и исчезновение) классов и других больших группировок организмов не связывается непосредственно с рубежами крупнейших единиц планетарной стратиграфической шкалы. Рубежи эти отмечены появлением новых комплексов организмов, тем более отличных от предшествующих, чем более значима та или иная граница.

Именно поэтому выделение новых групп рекомендуется основывать не на предполагаемых стадиях развития органического мира, а на реально наблюдаемых палеонтологических и других особенностях (Мен-

нер, 1962). Таких особенностей на современном уровне биостратиграфической изученности рифея достаточно для четкого обособления тимурия.

Разумеется, картина органической жизни верхнего рифея еще далеко не полна, как не полны наши представления об ее изменении на ее нижней границе, прежде всего потому, что, располагая данными о резких изменениях остатков растительного происхождения, мы почти не знаем, что происходило с фауной. Можно лишь утверждать, что животные организмы и даже Metazoa существовали не только в вендское, но и в более раннее время. Положение в разрезе Лейстершайра слоев с *Charnia Ford* не оставляет сомнения в существовании в верхнем рифее весьма высоко организованных животных организмов. Это открывает широкие возможности разработки биостратиграфии тимурия, а, быть может, и более древних горизонтов докембрия. Даже если находки мягкотелых организмов будут слишком редки, чтобы служить целям практической стратиграфии, их изучение, в сочетании с изучением руководящих комплексов водорослевой проблематики, постепенно прольет свет на общую картину органического мира того отрезка геологической истории, который пока все еще часто называют «эрой скрытой жизни».

То, что нам известно сейчас о палеонтологической характеристике тимурия, ни в коей мере не противоречит представлению о нем, как о группе, а историко-геологический анализ позволяет видеть в нем подразделение именно этого ранга (см. фиг. 61).

Тимурий является группой и в том смысле, что объединяет не менее трех биостратиграфических подразделений. Два верхних подразделения — миньярий и венд — по продолжительности и по месту, какое занимают их отложения в формационных рядах, кажутся близкими к системам фанерозоя. Они, однако, еще не имеют четкости этих подразделений. Кажется наиболее правильным называть их протосистемами, приняв термин, предложенный Б. М. Келлером.

Венд рассматривается Б. М. Келлером именно как протосистема или фитема. Б. С. Соколов и многие другие исследователи принимают для венда ранг системы. В качестве докембрийской системы венд в стратиграфической шкале, как представляется, может рассматриваться лишь как подразделение, подчиненное тимурию.

Нижний тимурий, или бирьяний, кажется подразделением слишком большим, чтобы его можно было рассматривать как протосистему. Его огромная продолжительность, а также намечающийся на его верхнем рубеже тектоно-магматический максимум с возрастом около 850 млн лет и двучленное строение формационных рядов тимурия в ряде областей развития байкалид говорят об историко-геологической самостоятельности этого подразделения.

В «двучленности» тимурия можно усмотреть дополнительную аналогию с палеозоем, который многие исследователи считают «сдвоенной» группой. Пока в нижнем тимурии не удастся наметить подчиненных подразделений ранга, близкого к системам, подобных тем, которые намечаются в верхнем тимурии. Дальнейшее изучение биостратиграфии бирьяния позволит осуществить выделение таких единиц.

О ранге более дробных биостратиграфических подразделений, выделяющихся в составе верхних протосистем тимурия, пока еще трудно судить. Они устанавливаются пока лишь в пределах отдельных регионов и еще не могут рассматриваться как подразделения планетарной стратиграфической шкалы. Заметим, однако, что и общая дробная шкала фанерозоя выросла на основе разработки подразделений, бывших ранее единицами местных шкал, и что даже теперь планетарное значение, например, ряда ярусов не установлено окончательно. Во всяком случае, многообразие органических форм в тимурии и неповторяемость в разрезе многих из наиболее четких форм позволяет говорить о том, что возможность расчленения тимурия в принципе неограниченны.

ЛИТЕРАТУРА

- Абакумов С. А.** 1965. Отложения нижней группы комплекса Гекла-Хук на полуострове Нью-Фриеланд.— В кн.: Материалы по геологии Шпицбергена. Л., Изд. НИИГА.
- Аблизин Б. Д., Курбацкий А. М., Крылов И. Н.** 1969. К стратиграфии верхнего докембрия западного склона Северного Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Акимова Г. Н.** 1966. Литологические особенности и условия образования отложений зильмердакской свиты докембрия западного склона Южного Урала. Автореф. канд. дисс. Л., ВСЕГЕИ.
- Акимова Г. Н., Бархатова М. П., Келль Г. Н.** 1970. Верхнепротерозойские отложения зильмердакской и рассольненской свит.— Сов. геология, № 2.
- Андерсон Дж. Г. К.** 1968. Докембрий Британских островов.— В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. Пер. с англ. М., «Мир».
- Афанасьев Г. Д., Багдассарян Г. И., Боровиков Л. И., Виноградов А. П., Гаррис М. А., Герлинг Э. К., Зыков Г. А., Казаков Г. А., Келлер Б. М., Комаев Л. В., Крылов А. Я., Мочич В. К., Обручев С. В., Овчинников Л. Н., Полевая Н. И., Половинкина Ю. И., Рубинштейн М. М., Семенов Н. П., Семенова Т. П., Старик М. Е., Тугаринов А. И., Фирсов Л. В., Хамрабаев И. Х., Шанин Л. Л., Щербаков Д. И.** 1964. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций (Международ. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., «Наука».
- Барт Т., Рейган П.** 1967. Докембрий Норвегии.— В кн.: Докембрий Скандинавии. Пер. с англ. М., «Мир».
- Башарин А. К.** 1970. Докембрийская структура западной и северной окраин Северо-Американского континента.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука».
- Башарич А. К., Самозванцев В. А.** 1964. Стратиграфия верхней части позднего докембрия бассейна р. Юдомы.— Геол. и геофизика, № 11.
- Беккер Ю. Р.** 1958. О стратиграфическом положении уских отложений на Южном Урале.— Докл. АН СССР, 122, № 5.
- Беккер Ю. Р.** 1961. Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратавской серии Южного Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Беккер Ю. Р.** 1968. Древние молассы складчатых систем Европейской части СССР и их значение для стратиграфии докембрия.— В кн.: Геология докембрия. (Международ. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). Л., «Наука».
- Беккер Ю. Р., Негруца В. З., Полевая Н. И.** 1970. Возраст глауконитовых горизонтов и верхней границы гиперборей восточной части Балтийского щита.— Докл. АН СССР, 193, № 5.
- Беккер Ю. Р., Богданов Ю. Б., Якобсон К. Э., Негруца В. З., Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М.** 1970. Основные черты геологии докембрия Русской платформы и ее складчатого обрамления.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука».
- Белоусов В. В.** 1954. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат.
- Белякова Л. Т.** 1971. Новые данные по стратиграфии докембрия Приполярного Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Белянкина М. Н., Долгинов Е. А., Казаков Г. А.** 1968. Осадочные серии рифейских геосинклинальных разрезов и проблема байкальского цикла.— Геотектоника, № 3.
- Берзин Н. А., Борукаев Ч. Б., Гришкин Р. И., Парфенов Л. М.** 1970. Древнейшие комплексы докембрия континентов.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука».
- Бертельсен А., Нью-Ньюгёрд А.** 1968. Докембрий Гренландии.— В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. Пер. с англ. М., «Мир».
- Безр А. А.** 1965. Юдомо-Майский прогиб и его восточное ограничение в верхнем протерозое и нижнем палеозое.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Битерман И. М., Горшкова Е. Р.** 1962. Новые данные по стратиграфии синейских отложений Оленекского и Куойско-Далдынского поднятий.— В кн.: Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Новосибирск.

- Бобров А. К.** 1960. Геологическое строение Якутской АССР и перспективы нефтегазосности.— Труды ВНИГНИ, вып. 163.
- Богданов А. А., Хаин В. Е.** 1968. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и ее значение в истории Земли в свете новых данных.— В кн.: Штилле Г. «Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли». М., «Мир».
- Богданов Н. А.** 1967. Палеозой восточной Австралии и Меланезии.— Труды ГИН АН СССР, вып. 131.
- Божко Н. А.** 1969а. Поздний докембрий Западной и Экваториальной Африки. Автореф. канд. дисс. М., МГУ.
- Божко Н. А.** 1969б. Расчленение и корреляция отложений верхнего докембрия Африканской платформы.— Вестн. МГУ, геол., № 2.
- Боровиков Л. И., Спизарский Т. Н.** 1965. Принципы расчленения и корреляции докембрия.— Геол. и геофиз., № 1.
- Боровко Н. Г.** 1967. Венд и нижний палеозой Полюдова кряжа Северного Урала. Автореф. канд. дисс., Л., ВСЕГЕИ.
- Боровко Н. Г., Голуб И. Н.** 1966. О возрасте немых толщ Полюдова кряжа Северного Урала.— Докл. АН СССР, 169, № 4.
- Боровко Н. Г., Кель Г. Н., Смирнов Ю. Д.** 1964. Стратиграфия, условия образования и алмазосность отложений «чурочной» свиты (Северный Урал).— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 109. Материалы по геологии Урала.
- Борукаев Ч. Б.** 1970. Очерк докембрия Австралии.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука».
- Борукаев Ч. Б., Парфенов Л. М.** 1970. О тектоническом районировании докембрия.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука» (Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 129).
- Варсанюфьева В. А.** 1940. Геологическое строение территории Печорско-Ыльчского государственного заповедника.— Труды Печорск.-Ыльчск. гос. заповедника, вып. 1.
- Вахрамеев В. А., Волкова Н. А.** 1968. Растительные микрофоссилии и граница между кембрием и докембрием на Русской платформе.— В кн.: Геология докембрия. (Международ. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). Л., «Наука».
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И.** 1964. Проблемы геохронологии докембрия Восточной Азии.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. (Международ. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., «Наука».
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И.** 1968. О геохронологической шкале докембрия.— В кн.: Проблемы геохимии и космологии. (Международ. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблемы 6, 13а). М., «Наука».
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И.** 1970. Геохронологическая шкала докембрия.— В кн.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР. М., «Наука».
- Виноградов В. А.** 1962. Стратиграфия синнийских и кембрийских отложений северного Хараулаха.— В кн.: Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии, вып. 28. Л., изд. НИИГА.
- Виннес Т. С.** 1968. Докембрий Шпицбергена и острова Медвежий.— В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. Пер. с англ. М., «Мир».
- Виттенбург П. В., Яковлев Н. Н.** 1922. К вопросу о возрасте пород острова Кильдина на Западном Мурмане.— Изв. Акад. наук, серия 6, 16, № 1—18.
- Владимирская Е. В.** 1955. Додевонские отложения Колво-Вишерского края.— Труды ВНИГРИ, новая серия, вып. 90.
- Войновский-Кригер К. Г.** 1945. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала.— Сов. геология, № 6.
- Войновский-Кригер К. Г.** 1955. Елецкая экскурсия.— В кн.: Путеводитель геологических экскурсий (Геол. совещания по Печорскому бассейну). Сыктывкар.
- Войновский-Кригер К. Г.** 1960. Распределение фаций палеозоя на периферии лемвинской фациально-структурной зоны (Полярный Урал) и некоторые выводы.— В кн.: Доклады на 5-й геологической конференции Коми АССР. Сыктывкар.
- Волкова Н. А.** 1968. Акритархи докембрийских и нижнекембрийских отложений Эстонии.— Труды ГИН АН СССР, вып. 188. Проблематика пограничных слоев рифея и кембрия Русской платформы, Урала и Казахстана.
- Волкова Н. А.** 1969. Акритархи северо-запада Русской платформы.— Труды ГИН АН СССР, вып. 208. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия.
- Вологдин А. Г.** 1962. Древнейшие водоросли СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Волочаев Ф. Я., Кукушкин А. Я., Львов К. А.** 1967. К стратиграфии древних толщ Тимана.— Докл. АН СССР, 173, № 6.
- Гарань М. И.** 1939. Докембрийские отложения западного склона Южного Урала и связанные с ними полезные ископаемые.— В кн.: Труды Международного геологического конгресса, XVII сессия, т. 2. М., ГОНТИ.
- Гарань М. И.** 1946. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М., Госгеолтехиздат.
- Гарань М. И.** 1960. Докембрий и кембрий Урала.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. (Международ. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8). М., Изд-во АН СССР.
- Гарань М. И.** 1963. Региональные стратиграфические очерки докембрия. Запад-

- ный склон и центральная зона Южного Урала. Корреляция верхнедокембрийских образований Урала.—В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.
- Гарань М. И.** 1969. Верхний докембрий (рифей). Стратиграфия.—В кн.: Геология СССР, т. 12, ч. 1. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. М., «Недра».
- Гаррис М. А., Казаков Г. А., Келлер Б. М., Полевая Н. И., Семихатов М. А.** 1964. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд).—В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. (Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., «Наука».
- Гаррис М. А., Постников Д. В.** 1970. Геохронологические рубежи позднего докембрия.—В кн.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР. М., «Наука».
- Гаррис М. А., Постников Д. В.** 1970. Геохронология докембрия востока Русской платформы и мнгогеосинклинальной области Урала.—В кн.: Геохронология докембрия. М., «Наука».
- Геология СССР, т. 12, ч. 1. Геологическое описание. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. 1969. М., «Недра».
- Гецен В. Г.** 1970. О стратиграфическом и тектоническом положении верхнерифейской карбонатной толщи Тимана и полуострова Канина.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 45, вып. 1.
- Глесснер М.** 1963. Древнейшие бесскелетные организмы.—Природа, № 11.
- Голованов Н. П.** 1966. Некоторые активно-ветвящиеся строматолиты из юсмастакской свиты рифея в бассейне реки Котуйкана (западный склон Анабарского поднятия).—Уч. зап. НИИГА, палеонтол. и биостратиграфия, вып. 12.
- Голованов Н. П.** 1967. Строматолиты рифея района Мерчисон-фьорда (Северо-Восточная Земля).—В кн.: Материалы по стратиграфии Шпицбергена. Л., изд. НИИГА.
- Голованов Н. П.** 1970. Строматолиты верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия.—В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л., изд. НИИГА.
- Голованов Н. П., Злобин М. Н.** 1966. О расчленении рифейских отложений Восточного Таймыра (р. Нижняя Таймыра).—Уч. зап. НИИГА, палеонтол. и биостратиграфия, вып. 13.
- Голованов Н. П., Раабен М. Е.** 1967. Аналогии верхнего рифея на архипелаге Шпицберген.—Докл. АН СССР, 173, № 5.
- Головенок В. К.** 1957. К стратиграфии северной части Патомского нагорья.—Вестн. ЛГУ, № 24, серия геол. и геогр., вып. 4.
- Головенок В. К., Салоп Л. И., Чумаков Н. М.** 1963. Северная часть Байкальской горной области (региональный очерк).—В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.
- Горохов С. С.** 1964. Рифей хребта Уралтау.—Труды ГИН АН СССР, вып. 124. М.
- Горяинова О. П., Дорофеев И. В., Фалькова Э. А.** 1931. Стратиграфия древних немых толщ западного склона Южного Урала.—Изв. ВГРО, 50, вып. 70.
- Горяинова О. П., Фалькова Э. А.** 1935. К стратиграфии свит древнего палеозоя западного склона Южного Урала.—Зап. Всес. мин. об-ва, 64, вып. 2.
- Горяинова О. П., Фалькова Э. А.** 1940. Геология Изерского и Зигазино-Комаровского районов Башкирской АССР.—Труды Геол. упр. Башк. АССР, вып. 9.
- Грабау А.** 1962. Синийская система.—В кн.: Древнейшие породы Китая. М., «ИЛ».
- Гусев А. И.** 1950. Геология, угленосность и нефтегазоносность низовьев реки Оленек.—Труды НИИГА, вып. 1.
- Добролюбова Т. А., Сошкина Е. Д.** 1935. Общая геологическая карта Европейской части СССР (Северный Урал). Лист 123.—Труды Ленингр. гидрогеол.-геодестреста, вып. 8.
- Докембрий Скандинавии. 1967. Геологические системы, т. 1. М., «Мир».
- Дольник Т. А.** 1969. Стратиграфия и строматолиты рифея, венда и нижнего кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Автореф. канд. дисс. Иркутск. Иркутский ун-т.
- Драгунов В. И.** 1956. О возрасте пограничных толщ кембрия и докембрия Сибирской платформы.—В кн.: Тезисы докладов на межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Секция стратиграфия докембрия. Л.
- Драгунов В. И.** 1958. К вопросу о выделении и расчленении синийских отложений на Сибирской платформе.—В кн.: Труды межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Докл. по стратиграфии докембрийских отложений. М.—Л. Изд-во АН СССР.
- Драгунов В. И.** 1961. О возрасте пограничных толщ кембрия и докембрия Сибирской платформы.—В кн.: Кембрийская система, ее палеогеография и проблема нижней границы. XX сессия Междунар. геол. конгр. Симпозиум, т. 3. М., Изд-во АН СССР.
- Драгунов В. И.** 1963. Туруханский и Игарский районы. Региональные очерки верхнего докембрия.—В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.
- Драгунов В. И., Катченков С. М.** 1965. Спектрохимическое изучение онколитов.—В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.

- Енокян В. С.** 1971. Доордовникские отложения острова Вайгач и Западного Пай-Хоя.— В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала. Труды VII геологической конференции Коми АССР. Сыктывкар.
- Есинов П. М.** 1963. Средний, Северный и Приполярный Урал. Региональные очерки верхнего докембрия.— В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.
- Жаднова Т. П.** 1968. Верхний докембрий северо-востока Ленского золотоносного района. Автореф. канд. дисс. М., ЦНИГРИ.
- Жамойда А. И., Ковалевский О. П., Моисеева А. И.** 1969. Обзор зарубежных стратиграфических кодексов.— В кн.: Труды Межведомственного стратиграфического комитета СССР, т. 1. М., «Наука».
- Журавлев В. С.** 1972. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы.— Труды ГИН АН СССР, вып. 232.
- Журавлев В. С., Гафаров Р. А.** 1959. Схема тектоники северо-востока Русской платформы.— Докл. АН СССР, 128, № 5.
- Журавлев В. С., Забродин В. Е., Раабен М. Е., Черный В. Г.** 1966. К стратиграфии фундамента Тиманского кряжа.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 41, вып. 2.
- Журавлев В. С., Осадчук М. И.** 1960. Структурно-фациальная зональность рифейского складчатого фундамента Тимана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 35, вып. 3.
- Журавлев В. С., Осадчук М. И.** 1962. Тектоническое положение кислоручейской свиты в составе рифейского складчатого фундамента Тимана.— Докл. АН СССР, 146, № 5.
- Журавлев В. С., Осадчук М. И.** 1963. Тиманский кряж и полуостров Канин. Региональные очерки докембрия.— В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.
- Журавлев В. С., Раабен М. Е.** 1968. Байкалиды Европы и послерифейская история их развития.— В кн.: Орогенные пояса. (Международ. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., «Наука».
- Журавлев В. С., Сороков Д. С.** 1954. Литолого-стратиграфическое подразделение кембрийских отложений Оленекского сводового поднятия.— Труды НИИГА, 43.
- Журавлева З. А.** 1961. Онколиты и микропроблематика рифейских и нижнекембрийских отложений Якутии.— В кн.: Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР. Тезисы докладов. Л.
- Журавлева З. А.** 1962. Онколиты и катаграфии рифейских и нижнекембрийских отложений Сибири.— В кн.: Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Журавлева З. А.** 1963. Онколиты и катаграфии рифейских и нижнекембрийских отложений некоторых районов Сибирской платформы.— В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.
- Журавлева З. А.** 1964. Значение онколитов и катаграфий для стратиграфии верхнего докембрия.— В кн.: Геология докембрия. (Международ. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10). М., «Недра».
- Журавлева З. А.** 1965. К вопросу о природе и стратиграфическом значении онколитов и катаграфий докембрия и кембрия.— В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- 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.** 1968. Диагностические признаки онколитов и катаграфий и распределение их в разрезе рифея Южного Урала.— Труды ГИН АН СССР, вып. 188. Проблематика пограничных слоев рифея и кембрия Русской платформы, Урала и Казахстана.
- Журавлева З. А., Комар В. А.** 1962. К стратиграфии рифея (синия) Анабарского массива.— Докл. АН СССР, 144, № 1.
- Журавлева З. А., Комар В. А., Чумаков Н. М.** 1959. Стратиграфические соотношения патомского комплекса с осадочными отложениями западного и северного склонов Алданского щита.— Докл. АН СССР, 128, № 5.
- Журавлева З. А., Крылов И. Н., Постельников Е. С.** 1969. О стратиграфии и органических остатках дашкинской свиты осланской серии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Журавлева З. А., Чумаков Н. М.** 1968. Катаграфии, онколиты и строматолиты из позднего докембрия восточной Белоруссии.— Докл. АН СССР, 173, № 3.
- Забродин В. Е.** 1965. Диагностические признаки озгий и биометрические методы их изучения.— В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Забродин В. Е.** 1967. Микрофитолиты рифея Урала и Шпицбергена.— Автореф. канд. дисс. М., ГИН АН СССР.
- Забродин В. Е.** 1968а. Катаграфии группы *Vesicularites*, их диагностические признаки и методика изучения.— Труды ГИН АН СССР, вып. 188. Проблематика пограничных слоев рифея и кембрия Русской платформы, Урала и Казахстана.

- Забродин В. Е.* 1968б. О расчленении миньярско-укских отложений по микрофитолитам.— Докл. АН СССР, 182, № 2.
- Забродин В. Е., Шляхова Х. Т.* 1970. О возрасте амдерминской свиты Пай-Хоя.— Докл. АН СССР, 194, № 3.
- Иванова З. П., Веселовская М. М.* 1968. Древнейший стратиграфический комплекс (венд) нижнего кембрия Русской платформы.— В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы. (Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9). М., «Наука».
- Ивенсен Ю. П.* 1964. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.— Л., «Наука».
- Ильченко Л. Н.* 1970. Растительные микрофоссилии верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия.— В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л., изд. НИИГА.
- Кабаньков В. Я.* 1956. К вопросу о возрасте древних свит северо-востока Сибирской платформы.— Труды НИИГА, вып. 86.
- Кабаньков В. Я., Голованов Н. П., Ильченко Л. Н., Мильштейн В. Е.* 1970. Биостратиграфическое расчленение и возраст верхнедокембрийских отложений р. Котуйкана.— В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского массива. Л., изд. НИИГА.
- Казиков Г. А.* 1963. Исследование пригодности глауконитов для определения абсолютного возраста осадочных пород.— Автореф. канд. дисс. М., ГЕОХИ АН СССР.
- Казиков Г. А., Полевая Н. И.* 1962. Абсолютный возраст додевонских осадочных толщ Русской платформы и Урала.— В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Труды Совещания по уточнению унифицированных стратиграфических схем палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Девон. М.— Л., Гостоптехиздат.
- Казиков Г. А., Кнорре К. Г., Прокофьев Л. И.* 1965. Абсолютный возраст докембрийских осадочных пород Оленекского поднятия Восточной Сибири.— Геохимия, № 11.
- Казиков Г. А., Кнорре К. Г.* 1967. Абсолютный возраст и геохронология пограничных слоев кембрия и докембрия.— В кн.: Всесоюзное совещание по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия. Тезисы докладов. Уфа.
- Казиков Г. А., Тугаринов А. И.* 1963. Абсолютный возраст верхнего докембрия.— В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.
- Калюжный В. А.* 1959. Метаморфические древние толщи и металлогенические черты Тимана.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Кальберг Э. А.* 1948. Новые данные по стратиграфии и тектонике Среднего Тимана.— Сов. геология, сб. № 38.
- Кац Х. Р.* 1964. Стратиграфия позднего докембрия Восточной Гренландии.— В кн.: Геология Арктики. М., «Мир».
- Келлер Б. М.* 1952. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы.— Труды ИГН АН СССР, вып. 109, серия геол., № 37.
- Келлер Б. М.* 1963. Корреляция разрезов верхнего докембрия СССР с некоторыми зарубежными разрезами.— В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.
- Келлер Б. М.* 1964а. О терминах «альгонк» и «протерозой».— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Келлер Б. М.* 1964б. Рифейская группа.— В кн.: Геология докембрия. (Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10). М., «Недра».
- Келлер Б. М.* 1966а. Вендский комплекс Урала.— Сов. геология, № 5.
- Келлер Б. М.* 1966б. Подразделения единой стратиграфической шкалы докембрия.— Докл. АН СССР, 171, № 6.
- Келлер Б. М.* 1968. Верхний протерозой Русской платформы (рифей, венд). М., Изд-во МГУ.
- Келлер Б. М.* 1970а. О формациях рифея (Енисейский край, Южный Урал).— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Келлер Б. М.* 1970б. Стратиграфическая основа геохронологической шкалы.— В кн.: Геохронология докембрия. М., «Наука».
- Келлер Б. М.* 1971. Венд и юдомий.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 46, № 3.
- Келлер Б. М.* 1972. Об одной геохронологической дате типового разреза рифея Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Келлер Б. М.* 1973. Венд, юдомий и терминальный рифей (вендомий).— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Келлер Б. М.* 1973. Рифей и его место в единой стратиграфической шкале докембрия.— Сов. геология, № 6.
- Келлер Б. М., Казиков Г. А., Крылов И. Н., Нужнов С. В., Семихатов М. А.* 1960. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхний протерозой).— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Келлер Б. М., Копелиович А. В., Соколов Б. С.* 1963. Полуострова Рыбачий, Средний и остров Кильдин. Региональный очерк.— В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.
- Келлер Б. М., Семихатов М. А.* 1968. Опорные разрезы рифея материков.— В кн.: Стратиграфия, палеонтология, (Итоги науки, 1967 г., серия геол.). М., Изд. ВИНТИ.
- Келлер Б. М., Соколов Б. С.* 1960. Поздний докембрий севера Мурманской области.— Докл. АН СССР, 133, № 5.
- Келлер Б. М., Соколов Б. С.* 1962. Вендский комплекс — первое подразделение палеозойской группы.— В кн.: Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Новосибирск.

- Келлер Б. М., Хоментовский В. В. 1959. О расчленении рифейской группы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 33, вып. 4.
- Келлер Б. М., Хоментовский В. В., 1960. Рифейская группа и ее подразделения.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. (Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8). М., Изд-во АН СССР.
- Кириченко Г. И. 1955. Верхний протерозой западной окраины Сибирской платформы.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 7.
- Кириченко Г. И. 1961. К вопросу о водорослях *Soporhyton*.— Труды ВСЕГЕИ, вып. 66.
- Кириченко Г. И. 1962. Стратиграфическое расчленение позднего докембрия Енисейского края.— В кн.: Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Клинггер Б. Ш. 1968. Онколиты и катаграфин центральной и юго-восточной частей Ерементау-Ниязского антиклинория (Центральный Казахстан).— Труды ГИН АН СССР, вып. 188. Проблематика пограничных слоев рифея и кембрия Русской платформы, Урала и Казахстана.
- Клитин К. А. 1960. О тектонике Шпицбергена.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Клитин К. А. 1964. Каледониды Шпицбергена.— В кн.: Тектоника Европы. Объяснительная записка к междунар. тектонич. карте Европы м-ба 1:2 500 000. М., «Наука» и «Недра».
- Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. 1970. Байкалиды юго-востока Сибири.— Труды ГИН АН СССР, вып. 219.
- Комар В. А. 1964. Столбчатые строматолиты рифея севера Сибирской платформы.— Уч. зап. НИИГА, палеонтол. и биостратиграфия, вып. 6.
- Комар В. А. 1966. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение.— Труды ГИН АН СССР, вып. 154.
- Комар В. А. 1973. Новые данные о корреляции рифейских отложений Урала и Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Комар В. 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. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10). М., «Недра».
- Комар В. А., Раабен М. Е., Семихатов М. А. 1965. Конофитоны рифея СССР и их стратиграфическое значение.— Труды ГИН АН СССР, вып. 131.
- Комар В. 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 В. А., Семихатов М. А., Серебряков С. Н., Воронов Б. Г. 1970. Новые данные по стратиграфии и истории развития юго-восточной Сибири и Северо-Востока СССР.— Сов. геология, № 3.
- Комар В. А., Серебряков С. Н. 1969. К стратиграфии докембрия Туруханского поднятия.— Докл. АН СССР, 189, № 6.
- Коробов М. Н. 1963. Нижний кембрий Хараулаха.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Королев В. Г., Крылов И. Н. 1962. К стратиграфии верхнего докембрия Северного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 144, № 6.
- Королюк И. К. 1960. Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра.— Труды ИГиРГИ АН СССР, вып. 1.
- 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. М., «Наука».
- Королюк И. К., Крылов И. Н., Комар В. 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.
- Королюк И. К., Сидоров А. Д. 1969. Строматолиты мотской свиты Южного Прибайкалья и юго-восточного Присаянья.— Докл. АН СССР, 184, № 3.
- Косыгин Ю. А. 1969. Тектоника. М., «Недра».
- Кочетков О. С. 1963. К вопросу о стратиграфии и тектонике древних толщ фундамента Тимана.— Труды Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 4.
- Кочетков О. С. 1967. Акцессорные минералы древних толщ Тимана и Канина. Л., «Наука».
- Красильщиков А. А. 1964. Новые данные по геологии северной части архипелага Шпицберген.— В кн.: Тезисы докладов Конференции по геологии архипелага Шпицберген. Л., изд. НИИГА.
- Красильщиков А. А. 1965. Некоторые особенности геологического развития северной части архипелага Шпицберген.— В кн.: Материалы по геологии Шпицбергена. Л., изд. НИИГА.
- Красильщиков А. А. 1969. Стратиграфия и палеонтология докембрия и раннего палеозоя архипелага Шпицберген. Автореф. канд. дисс. Л., Горн. ин-т.
- Красильщиков А. А. 1970. Схема стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя архипелага Шпицберген.— Докл. АН СССР, 194, № 5.
- Красильщиков А. А., Голованов Н. П., Мильштейн В. Е. 1965. К стратиграфии верхнепротерозойских отложений района Мерчисонфборда (Северо-Восточная Земля).— В кн.: Материалы по геологии Шпицбергена. Л., изд. НИИГА.

- Красильщиков А. А., Крылов А. Я., Аляпышев О. А.* 1964. О возрасте некоторых гранитоидных пород и гнейсов северной части архипелага Шпицберген.— Докл. АН СССР, 159, № 4.
- Крылов И. Н.* 1959а. О строматолитах уральского рифея.— Докл. АН СССР, 126, № 6.
- Крылов И. Н.* 1959б. Рифейские строматолиты острова Кильдина.— Докл. АН СССР, 127, № 4.
- Крылов И. Н.* 1960а. О значении строматолитов *Collenia buriatica* Masl. для стратиграфии позднедокембрийских отложений окраин Русской платформы.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия (Международ. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8). М., Изд-во АН СССР.
- Крылов И. Н.* 1960б. О развитии столбчатых ветвящихся строматолитов в рифее Южного Урала.— Докл. АН СССР, 132, № 4.
- Крылов И. Н.* 1962. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии позднего докембрия. Автореф. канд. дисс. М., ГИН АН СССР.
- Крылов И. Н.* 1963. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии позднего докембрия.— Труды ГИН АН СССР, вып. 69.
- Крылов И. Н.* 1965. О закономерностях изменчивости признаков строматолитов в биогермах.— В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Крылов И. Н.* 1967а. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау.— Труды ГИН АН СССР, вып. 171.
- Крылов И. Н.* 1967б. Строматолиты пограничных слоев докембрия и нижнего кембрия.— В кн.: Всесоюзное совещание по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия. Тезисы докладов. Уфа.
- Крылов И. Н.* 1968. Значение строматолитов для проблемы границы протерозоя и палеозоя.— В кн.: Геология докембрия (Международ. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). Л., «Наука».
- Крылов И. Н.* 1969. Сравнительная характеристика строматолитов докембрия и кембрия.— Труды ГИН АН СССР, вып. 208. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия.
- Крылов И. Н.* 1972. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. Автореф. докт. дисс. М., ГИН АН СССР.
- Крылов И. Н., Корольков И. К., Сидоров А. Д.* 1969. Строматолиты.— Труды ГИН АН СССР, вып. 208. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия.
- Крылов И. Н., Нужнов С. В., Шаповалова И. Г.* 1968. О строматолитовых комплексах среднего рифея.— Докл. АН СССР, 181, № 2.
- Крылов И. Н., Шаповалова И. Г.* 1970а. О распространении 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.* 1970б. Строматолиты группы *Jakutophyton* из среднерифейских отложений Урала и Сибири.— В кн.: Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы. Якутск.
- Курбацкая Ф. А.* 1968. Корреляция терригенных толщ верхнего докембрия западного склона Среднего Урала и условия их образования. Автореф. канд. дисс. Пермь, Пермский ун-т.
- Кушнарева И. Т., Журавлев В. С., Зарх В. П., Саар А. А.* 1965. К стратиграфии и тектонике фундамента юго-западного Притиманья.— Докл. АН СССР, 162, № 5.
- Люткевич Е. М.* 1953. Геология Канина полуострова.— Труды ВНИГРИ, спец. серия, вып. 4.
- Люткевич Е. М., Харитонов Л. Я.* 1959. Докембрийские отложения полуостровов Рыбачьего, Среднего и острова Кильдина.— В кн.: Геология СССР, т. 27. Мурманская область, ч. 1, М., Госгеолтехиздат.
- Львов К. А.* 1956. Докембрий и нижний палеозой Приполярного Урала.— В кн.: Межведомственное совещание по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы. Л., изд. ВСЕГЕИ.
- Львов К. А.* 1957. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии.— Сов. геология, сб. 55.
- Львов К. А.* 1958. Протерозой и нижний палеозой Урала.— Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1.
- Львов К. А.* 1965. Урал и Пай-Хой. Региональный стратиграфический очерк.— В кн.: Стратиграфия СССР, т. 3. Кембрийская система. М., «Недра».
- Львов К. А., Олли А. И.* 1935. Об отношении среднего девона к ашинской свите и о возрасте древних толщ западного склона Урала.— Зап. Всес. минер. об-ва, 64, вып. 2.
- Малахов А. А.* 1940. Геология Среднего Тимана и Западного Притиманья.— Труды Сев. геол. упр., вып. 6. Л.— М.— Архангельск, Гостоптехиздат.
- Малашевский В. Н.* 1967. Стратиграфия доордовикских метаморфических образований Приполярного Урала.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 144. Л.
- Мальков Б. А., Пучков В. Н.* 1964. Стратиграфия и структура метаморфических толщ полуострова Канин и Северного Тимана.— Труды Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 4. Сыктывкар.
- Маслов В. П.* 1937. О распространении карбонатных водорослей в Восточной Сибири.— В кн.: Проблемы палеонтологии, т. 2—3. М., Изд-во МГУ.
- Маслов В. П.* 1939. Попытка возрастного определения немых толщ Урала с помощью строматолитов.— В кн.: Проблемы палеонтологии, т. 5. М., Изд-во МГУ.

- Меннер В. В. 1960. К вопросу о номенклатуре верхней группы докембрия.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия (Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8). М., Изд-во АН СССР.
- Меннер В. В. 1961. Неравномерность (этапность) развития органического мира и ее значение для детальной стратиграфии.— Труды МГРИ, 37, геол. и разведка.
- Меннер В. В. 1962. Биостратиграфия и основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит.— Труды ГИН АН СССР, вып. 65.
- Меннер В. В. 1963. Палеонтологическое обоснование стратиграфии верхнего докембрия (Введение, Прочие палеонтологические остатки).— В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.
- Меннер В. В., Штрейс Н. А. 1971. О тектонических аспектах геохронологической шкалы.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».
- Милорадович Б. В. 1938. Геологическое строение Джежимской Пармы (Южный Тиман).— Труды НГРИ, серия А, вып. 53.
- Мильштейн В. Е. 1963. Проблематические образования колосовской свиты Восточного и Центрального Таймыра.— В кн.: Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии, вып. 32. Л., изд. НИИГА.
- Мильштейн В. Е. 1965. Онколиты и катаграфии западного склона Анабарского поднятия.— Уч. зап. НИИГА, палеонтол. и биостратиграфия, вып. 7.
- Мильштейн В. Е. 1967. Новые формы онколитов из докембрийских отложений Шпицбергена.— В кн.: Материалы по стратиграфии Шпицбергена. Л., изд. НИИГА.
- Мильштейн 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., изд. НИИГА.
- Миссаржевский В. В. 1969. Северо-западный склон Анабарского массива. Описание разрезов.— Труды ГИН АН СССР, вып. 206. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия.
- Миссаржевский В. В., Розанов Ю. А. 1963. К вопросу о нижней границе кембрия.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Младших С. В., Аблизин Б. А. 1967. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Муратов М. В. 1965а. Главнейшие этапы складчатости и мегаэстады развития земной коры.— Геотектоника, № 1.
- Муратов М. В. 1965б. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии.— Геотектоника, № 6.
- Муратов М. В. 1966. Сравнительная тектоника фундаментов древних платформ и история их формирования.— Изв. высш. учебн. завед., геология и разведка, № 3.
- Наливкин А. Б. 1962. О стратиграфии и тектонике метаморфической толщи Тимана.— В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Труды совещания по уточнению унифицированных стратиграфических схем палеозоя Волго-Уральской нефтяной провинции. Додевон. М.— Л., Гостоптехиздат.
- Нарожных Л. И. 1965. Онколиты и катаграфии рифейских и юдомских отложений Учуро-Майского района.— В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего палеозоя. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Нарожных Л. И. 1967. Онколиты и катаграфии юдомской свиты Учуро-Майского района.— Докл. АН СССР, 173, № 4.
- Нарожных Л. И., Работнов В. Т. 1965. Стратиграфия и новые формы органических остатков рифея и юдомского комплекса.— Докл. АН СССР, 160, № 4.
- Наумова С. Н. 1951. Споры древних свит западного склона Южного Урала.— Труды МОИП, отд. геол., 1.
- Наумова С. Н. 1960. Спорно-пыльцевые комплексы рифейских и нижнекембрийских отложений СССР.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия (Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8). М., Изд-во АН СССР.
- Наумова С. Н. 1968. Комплексы растительных микрофоссилий докембрия и кембрия.— В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы (Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9). М., «Наука».
- Наумова С. Н., Павловский Е. В. 1961. Находки растительных остатков (спор) в терридоне Шотландии.— Докл. АН СССР, 141, № 1.
- Негруца В. З. 1971. Стратиграфия гиперборейских отложений полуостровов Среднего и Рыбачьего и острова Кильдин.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 175. Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы.
- Нужнов С. В. 1960. Строматолиты позднедокембрийских и кембрийских отложений восточных склонов Алданского щита.— Докл. АН СССР, 132, № 6.
- Нужнов С. В. 1967. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М., «Наука».
- Нужнов С. В., Шаповалова И. Г. 1965. Расчленение якутского комплекса (средний рифей) по строматолитам в Учуро-Майском районе.— В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Нужнов С. В., Шаповалова И. Г. 1968. Расчленение якутского комплекса (среднего рифея) по строматолитам в Учуро-Майском районе.— В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск.
- Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. 1959. Поздний докембрий юго-восточной окраины

- Сибирской платформы.— Сов. геология, № 7.
- Нужнов С. В., Ярмолюк В. А.* 1963. Восточная часть Алданского щита и Юдомо-Майский геосинклинальный прогиб (региональный стратиграфический очерк).— В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.
- Обручев С. В.* 1964. Основные подразделения протерозоя СССР.— В кн.: Геология докембрия (Международ. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10). М., «Недра».
- Олли А. И.* 1940. Материалы к геологии Южного Урала.— Уч. зап. Саратовск. ун-та, 15, вып. 2.
- Олли А. И.* 1947. Древние отложения западного склона Урала. Саратов.
- Оффман П. Е.* 1961. Происхождение Тимана.— Труды ГИН АН СССР, вып. 58.
- Павловский Е. В.* 1958. Краткий очерк докембрия и нижнего палеозоя Шотландских нагорий.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Павловский Е. В., Марков М. С.* 1963. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры).— Труды ГИН АН СССР, вып. 93.
- Перфильев А. С.* 1968. Особенности тектоники севера Урала.— Труды ГИН АН СССР, вып. 182.
- Плякин А. М.* 1969. Конгломераты в рифейских отложениях на Среднем Тимане (Четласский Камень).— В кн.: Материалы третьей Коми республиканской молодежной научной конференции. Сыктывкар.
- Покровская Н. В.* 1961. О ярусном расчленении кембрия.— В кн.: Кембрийская система, ее палеогеография и проблема ее нижней границы. Междунар. геол. конгр. XX сессия, Симпозиум, т. 3. М., Изд-во АН СССР.
- Полевая Н. И.* 1959. Восьмая сессия Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций.— Сов. геология, № 1.
- Полевая Н. И., Казаков Г. А.* 1960. Новые данные по геохронологии позднего докембрия.— Докл. АН СССР, 135, № 1.
- Полканов А. А.* 1934. Гиперборейская формация п-ова Рыбачьего и о. Кильдина.— Проблемы сов. геологии, № 6.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К.* 1961. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 12.
- Постникова И. Е., Кирсанов В. В.* 1970. Разрез верхнего докембрия Московского грабена.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 45, вып. 3. Проект стратиграфического кодекса СССР. Л., «Недра».
- Пучков В. Н.* 1970. Структурные связи Приполярного Урала и смежной части Русской платформы. Автореф. канд. дисс. М., ГИН АН СССР.
- Пучков В. Н., Раабен М. Е.* 1972. Байкальская моласса на севере Урала.— Докл. АН СССР, 204, № 3.
- Пуцаровский Ю. М.* 1960. Приверхоанский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии.— В кн.: Тектоника СССР, т. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Пуцаровский Ю. М.* 1971. Тектонические карты; обобщение опыта составления.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».
- Пыхова Н. Г.* 1969. Акритархи юго-востока Сибирской платформы.— Труды ГИН АН СССР, вып. 208. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия.
- Пыхова Н. Г.* 1973а. Акритархи верхнеомотского горизонта Иркутского амфитеатра.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Пыхова Н. Г.* 1973б. Докембрийские акритархи Московского грабена и Южного Урала, их стратиграфическое значение.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 48, вып. 1.
- Раабен М. Е.* 1959а. Стратиграфия древних свит Полярного Урала.— Труды ГИН АН СССР, вып. 35.
- Раабен М. Е.* 1959б. Стратиграфия и тектоника северной оконечности Приполярного Урала.— Труды ГИН АН СССР, вып. 35.
- Раабен М. Е.* 1960. О стратиграфическом положении слоев с *Gymnosolen*.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. (Международ. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8). М., Изд-во АН СССР.
- Раабен М. Е.* 1963. Рифей Полярного Урала.— В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.
- Раабен М. Е.* 1964а. О границе среднего и верхнего рифея.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Раабен М. Е.* 1964б. Строматолиты верхнего рифея Полюдова кряжа и их вертикальное распределение.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 39, вып. 3.
- Раабен М. Е.* 1966. О скоростях осадконакопления в рифее.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Раабен М. Е.* 1967. Верхний рифей как подразделение общеевропейской шкалы докембрия.— Докл. АН СССР, 177, № 4.
- Раабен М. Е.* 1969. Строматолиты верхнего рифея (гимносолениды).— Труды ГИН АН СССР, вып. 203.
- Раабен М. Е.* 1971. Верхний рифей как подразделение общей стратиграфической шкалы. Автореф. докт. дисс., М., ГИН АН СССР.
- Раабен М. Е.* 1972. Верхний рифей как биостратиграфическая единица.— В кн.: Геология докембрия (Международ. геол. конгр. XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 1). Л., «Наука».
- Раабен М. Е., Журавлев В. С.* 1962. Составление разрезов рифея Полюдова кряжа и Южного Урала.— Докл. АН СССР, 147, № 2.
- Раабен М. Е., Журавлев В. С.* 1968. Байкалиды в ограничении Русской платформы.— В кн.: Орогенетические пояса. (Международ. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., «Наука».

- Раабен М. Е., Забродин В. Е. 1969. К био-стратиграфической характеристике рифея Арктики.— Докл. АН СССР, 181, № 6.
- Раабен М. Е., Забродин В. Е. 1972. Водорослевая проблематика верхнего рифея.— Труды ГИН АН СССР, вып. 217.
- Разницын В. А. 1961. Привсбросовые дислокации Джемим-Пармы Южного Тимана.— Докл. АН СССР, 140, № 2.
- Разницын В. А. 1962. Рифейские отложения Тимана.— Труды НИИГА, 130. Сб. статей по геологии и нефтегазоносности Арктики, вып. 19.
- Разницын В. А. 1964. Тектоника Южного Тимана. М.—Л., «Наука».
- Разницын В. А. 1965. К вопросу о возрасте кислоручейской свиты рифейского складчатого фундамента Тимана.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Разницын В. А. 1966. Микроскопические органические остатки в древних толщах Южного Тимана.— В кн.: Стратиграфия и палеонтология северо-востока Европейской части СССР. М.—Л., «Наука».
- Разницын В. А. 1968. Тектоника среднего Тимана. Л., «Наука».
- Разницын В. А. 1970. Особенности тектонического строения Тимана.— Геотектоника, № 5.
- Рейтлингер Е. А. 1948. Кембрийские фораминиферы Якутии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 23, вып. 2.
- Рейтлингер Е. А. 1959. Атлас микроскопических органических остатков и проблематики древних толщ Сибири.— Труды ГИН АН СССР, вып. 25.
- Рейтлингер Е. А. 1960. Микроскопические органические остатки и проблематика древних толщ.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. (Международ. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8). М., Изд-во АН СССР.
- Розанов А. Ю., Миссаржевский В. В. 1966. Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембрия.— Труды ГИН АН СССР, вып. 148.
- 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. О синийских отложениях Анабарского щита.— Вестн. ЛГУ, № 24, серия геол. и географ., вып. 4.
- Савицкий В. Е. 1962. О стратиграфии кембрия и верхнего докембрия Анабарского щита.— В кн.: Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск.
- Савицкий В. Е., Викман М. К., Гинцингер А. Б., Егорова Л. М., Щеглов А. П. 1968. Проблема верхней границы докембрия Средней Сибири.— В кн.: Геология докембрия (Международ. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). Л., «Наука».
- Салоп Л. И. 1964. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли.— В кн.: Геология докембрия (Международ. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10). М., «Недра».
- Салоп Л. И. 1968. Докембрий СССР.— В кн.: Геология докембрия (Международ. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). М., «Наука».
- Салоп Л. И. 1970. Общие принципы стратиграфического и геохронологического расчленения докембрия.— В кн.: Геохронология докембрия. М., «Наука».
- Семенов Н. П. 1970. Межконтинентальная корреляция докембрия.— В кн.: Геохронология докембрия. М., «Наука».
- Семенов Н. И., Ткачук Л. Г., Шербан Н. П., Сироштан Р. И., Ладиева В. Д., Ивантишин М. Н., Макухина А. А., Конов Ю. В., Куц В. П., Бойко Л. В., Ярошук Э. А. 1964. Региональная геохронологическая шкала Украинского щита и его складчатого обрамления.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. (Международ. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., «Наука».
- Семихатов М. А. 1960. О вертикальном распределении строматолитов в рифее Туруханского района.— Докл. АН СССР, 135, № 6.
- Семихатов М. А. 1962. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа.— Труды ГИН АН СССР, вып. 68.
- Семихатов М. А. 1966. К проблеме общей стратиграфической схемы докембрия.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Семихатов М. А. 1972. Стратиграфия и геохронология протерозоя. Автореф. докт. дисс. М., ГИН АН СССР.
- Семихатов М. А., Комар В. 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 В. А. 1965. О применимости формальных видов столбчатых строматолитов для межрегиональной корреляции рифейских отложений.— Докл. АН СССР, 165, № 6.
- Семихатов М. А., Комар В. А., Серебряков С. Н. 1967. Новые данные о строматолитах юдомской свиты и ее аналогов.— Докл. АН СССР, 175, № 5.
- Семихатов М. А., Комар В. А., Серебряков С. Н. 1970. Юдомский комплекс стратотипической местности.— Труды ГИН АН СССР, вып. 210.
- Смирнов Ю. Д. 1964. История развития Уральской складчатой области в докембрии.— В кн.: Геология докембрия (Международ. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10). М., «Недра».
- Совещание по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы. Тезисы докладов. 1966. Л., изд. ВСЕГЕИ.
- Соколов Б. С. 1952. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Соколов Б. С. 1958. Проблема нижней границы палеозоя и древнейшие отложения досинийских платформ Евразии.— Труды ВНИГРИ, вып. 126.

- Соколов Б. С.** 1964. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы.—В кн.: Геология докембрия (Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10). М., «Недра».
- Соколов Б. С.** 1965. Древнейшие отложения раннего кембрия и сабеллиты.— В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Соколов Б. С.** 1967. Развитие органического мира на рубеже докембрия и кембрия и вендско-кембрийская граница.—В кн.: Всесоюзное совещание по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия. Тезисы докладов. Уфа.
- Соколов Б. С.** 1968. Стратиграфические границы нижнепалеозойских систем.— В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы. (Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8). М., «Наука».
- Соколов Б. С.** 1971. Биохронология и стратиграфические границы.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука».
- Соколов В. Н.** 1965. Геологический очерк архипелага Шпицбергена.— В кн.: Материалы по геологии Шпицбергена. Л., изд. НИИГА.
- Соколов Д. С.** 1947. Несогласия и перерыв внутри рифейской группы в Катав-Ивановском районе (Южный Урал).—Бюлл. МОИП, отд. геол., 22, вып. 1.
- Солнцев О. А.** 1959. Метаморфические сланцы.—Труды ВНИГРИ, вып. 101.
- Солнцев О. А., Кушнарёва Т. И.** 1957. Тимано-Печорская провинция.—Труды ВНИГРИ, вып. 101.
- Софронов Г. П.** 1947. Результаты геологического изучения центральной полосы Полярного Урала и задачи дальнейших исследований.—В кн.: Материалы 2-й геологической конференции Коми АССР. Сыктывкар.
- Софронов Г. П.** 1966. Протерозой и нижний палеозой Полярного Урала.— В кн.: Совещание по унификации стратиграфических схем Урала и соотношение древних свит Урала и Русской платформы. Тезисы докладов. Л., изд. ВСЕГЕИ.
- Спижарский Т. Н.** 1964. Стратиграфия и палеогеография верхнего докембрия Сибирской платформы и смежных прогибов.— В кн.: Геология докембрия (Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10). М., «Недра».
- Старостина З. М.** 1935. Геологическое строение северной окраины Патомского нагорья и прилегающей части Ленского пенеплена.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 14, вып. 3.
- Старостина З. М.** 1962. Сидеритоносная формация западного склона Южного Урала.—Труды ГИН АН СССР, вып. 71.
- Стратиграфическая классификация и терминология.** 1956. МСК СССР. М., Госгеолтехиздат.
- Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура.** 1965. Л., «Недра».
- Стратиграфия СССР, т. 2.** Верхний докембрий. 1963. М., Госгеолтехиздат.
- Стратиграфия СССР, т. 3.** Кембрийская система. 1965. М., «Недра».
- Стратиграфический словарь СССР.** 1966. Л., Гостоптехиздат.
- Тектоника Евразии.** 1966. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии, м-б 1 : 5 000 000. Гл. ред. А. Л. Яншин. М., «Наука».
- Тектоническая карта Арктики.** 1963. М-б 1 : 10 000 000. Сост. Ю. М. Пушаровский. М., Изд. ГИН АН СССР.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли.** 1970. М-б 1 : 10 000 000. Ред. Ю. М. Пушаровский и Г. Б. Удинцов. М., Изд. ГИН АН СССР, Ин-та океанол. АН СССР.
- Тимофеев Б. В.** 1955. Находки спор в кембрийских и докембрийских отложениях Восточной Сибири.—Докл. АН СССР, 105, № 3.
- Тимофеев Б. В.** 1958. Споры протерозойских и раннепалеозойских отложений Восточной Сибири и их стратиграфическое значение.— В кн.: Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем. Доклады по стратиграфии докембрийских отложений. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В.** 1966. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра».
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В.** 1970. Докембрийская геохронология материков. Изд. 2-е, переработ. и доп. М., «Недра».
- Туманов П. А.** 1962. Нефтегазоносность среднедевонских отложений северо-восточного склона Южного Тимана. М., Изд-во АН СССР.
- Фишман М. В.** 1971. Гранитоиды приосевой зоны Приполярного Урала в связи с проблемой эволюции магматизма подвижных поясов земной коры. Доклад. Сыктывкар.
- Фишман М. В., Симаков Г. В., Голдин Б. А.** 1960. Гранитоидные интрузии верховий Большого Патока, Малого Патока и Торговой (Приполярный Урал) и связанное с ними оруденение.—Труды Ин-та Геол. Коми фил. АН СССР, вып. 1. Сыктывкар.
- Фурдуй Р. С.** 1965. Синийские строматолиты южной части Колымского массива.— В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Фурдуй Р. С.** 1968. Рифей и венд средних массивов Северо-Востока СССР (стратиграфия и строматолиты). Автореф. канд. дисс. Магадан. Киевск. ун-т.
- Хашин Е. В.** 1970. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., «Недра».
- Херасков Н. П.** 1967. Тектоника и формации. М., «Наука».
- Холмс А.** 1967. Введение.— В кн.: Докембрий Скандинавии. Геологические системы, т. 1. М., «Мир».

- Хольтедаль О.* 1957. Геология Норвегии, т. II. М., «ИЛ».
- Хоментовский В. В.* 1952. К истории развития антиклинория Ямантау.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 27, вып. 1.
- Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якжин М. С.* 1969. Байкальский комплекс Прибайкалья и его аналоги в Патомской зоне.— В кн.: Стратиграфия нижнего кембрия и верхнего докембрия юга Сибирской платформы. М., «Наука».
- Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якжин М. С., Бутаков Е. П.* 1972. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и кембрия Сибирской платформы. М., «Наука».
- Чернов Г. А.* 1948. Новые данные по геологии и тектонике западного склона Приполярного Урала.— Докл. АН СССР, 62, № 5.
- Черный В. Г.* 1971. Геологическое строение и основные черты эндогенной металлогении Тимана. Автореф. канд. дисс. М., МГРИ.
- Чернышев Ф. Н.* 1902. Взгляды на характер дислокаций Тимана.— Зап. СПб. минер. об-ва, 39.
- Чернышев Ф. Н.* 1915. Орографический очерк Тимана.— Труды Геол. ком., 12, № 1.
- Чиков Б. М.* 1970. Тектоника Охотского срединного массива. М., «Наука».
- Чочиа Н. Г.* 1951. Каледонская складчатость в области Урало-Тиманского стыка.— Геол. сб., ВНИГРИ, № 4.
- Чочиа Н. Г.* 1955. Геологическое строение Колво-Вишерского края.— Труды ВНИГРИ, новая серия, вып. 91.
- Чочиа Н. Г., Адрианова К. И.* 1952. Девон Колво-Вишерского края.— Труды ВНИГРИ, вып. 61.
- Чумаков Н. М.* 1956. К стратиграфии северной окраины Патомского нагорья.— Докл. АН СССР, 111, № 4.
- Чумаков Н. М.* 1959. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Виллойской впадины.— В кн.: Тектоника СССР, т. 4. М., Изд-во АН СССР.
- Чумаков Н. М.* 1968. О характере позднедокембрийского оледенения Шпицбергена.— Докл. АН СССР, 180, № 6.
- Шапвалова И. Г.* 1968. О новой группе строматолитов *Jakutophyton* из верхнего протерозоя восточного склона Алданской антеклизы.— В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск.
- Шатский Н. С.* 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. (Материалы к познанию геол. строения СССР, новая серия, вып. 26). М., Изд. МОИП.
- Шатский Н. С.* 1952. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Шатский Н. С.* 1960. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объема рифейской группы.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия (Международ. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8). М., Изд-во АН СССР.
- Шатский Н. С.* 1963. Рифейская эра и байкальская складчатость.— Избр. труды, т. I. М., Изд-во АН СССР.
- Шенфиль В. Б.* 1965. Влияние среды обитания на форму строматолитовых построек.— В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Шенфиль В. Ю.* 1968. Строматолиты верхнедокембрийских отложений южного обрамления Сибирской платформы. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, Новосибирск. ун-т.
- Шепелева Е. Д.* 1967. Фитопланктон додевонских отложений Пачелмского прогиба.— Труды ВНИГРИ, вып. 52.
- Шепелева Е. Д.* 1969. Микрофоссилии (акритархи) вендских отложений Русской платформы и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дисс. М., ВНИГРИ.
- Штилле Г.* 1968. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. Науки о земле. М., «Мир».
- Штрейс Н. А.* 1964. О происхождении Гондваны.— В кн.: Гондвана (Международ. геол. конгр. XXII сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 9). М., «Наука».
- Эйхвальд Э. И.* 1864. Палеонтология России. Древний период. СПб.
- Яковлев Н. Н.* 1894. О поездке летом 1894 г. в район рек Мезени, Вашки, Выми.— Зап. СПб. минер. об-ва, серия 2, 31.
- Яковлев Н. Н.* 1934. О находке мурманского рода *Gumnosolen* в нижнем кембрии Восточной Сибири.— Докл. АН СССР, новая серия, № 9.
- Якшин М. С.* 1970. Микрофитолиты верхнего докембрия южного обрамления Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР.
- Яншин А. Л.* 1964. Тектоническая карта Евразии. М.
- Яншин А. Л.* 1965. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, № 5.
- Яншин А. Л.* 1966. Принципы составления карты и ее условные обозначения.— В кн.: Тектоника Евразии. (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии. м-ба 1 : 5 000 000). М., «Наука».
- 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 разработке унифицированных стратиграфических схем Дальнего Востока. Тезисы докладов и выступлений. Хабаровск.
- Allen J. R. L.* 1968. The Nuneaton district.— In: Geology of the East Midlands; Precambrian rocks. Leicester.
- Anderson J. G. C.* 1948. The stratigraphical nomenclature of Scottish metamorphic rocks.— Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 85.

- Anderson J. G. C.* 1965. The Precambrian of the British Islands.— In: The Geological Systems, v. 2. Interscience, New York, London, Sydney.
- Arrey F.* 1962. Données nouvelles sur la sédimentation du Cambro-Ordovicien dans les monts d'Ougarta (Sahara)—C. R. Acad. sci. Paris, 254.
- Barnes H., Christiansen R. L.* 1967. Cambrian and Precambrian Rocks of the Groom District, Nevada, Southern Great Basin.— U. S. Geol. Surv. Bull., N 1244-g.
- Bayly M. B.* 1957. The Lower Hecla Hoek Rocks of Ny-Friesland, Spitsbergen.— Geol. Mag., 94.
- Bertrand-Sarfati J.* 1966. Essai de classement d'échantillons de stromatolites des séries précambriennes de l'Ahaggar occidental.— Bull. Soc. géol. France, ser. 7, N 8.
- Bertrand-Sarfati J.* 1968. Edifices stromatolitiques précambriens de la «série à stromatolites» du Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara).— Bull. Soc. géol. France, ser. 7, N 10.
- Bertrand-Sarfati J.* 1969. Etude comparative des edifices stromatolitiques de plusieurs calcaires du Précambrien supérieur de l'Ahaggar occidental (Tanezrouft—Ahnet).— Bull. Soc. histoire natur. Afr. Nord., 60.
- Bertrand-Sarfati J.* 1972. Stromatolites colonnaires du Précambrien supérieur du Sahara Nord-occidental. CNRS, Paris.
- Bertrand-Sarfati J., Raaben M. E.* 1970. Comparaison des ensembles stromatolitiques du Précambrien supérieur du Sahara Occidental et de l'Oural.— Bull. Soc. géol. France, ser. 7, 12, N 2.
- Bertrand J. M., Caby R.* 1965. Nouvelles observations sur le Précambrien de Nord-Ouest de L'Ahaggar (Sahara algérien).— C. R. Acad. sci. Paris, 262.
- Birkenmayer K.* 1958. Preliminary report on the stratigraphy of the Hecla Hoek formation in Wedel-Jarlsberg Land, West Spitsbergen.— Bull. Acad. polon. sci. Cl. III, 6.
- Birkenmayer K.* 1959. Report on the geological investigations on the Hornsund area, West Spitsbergen in 1958.— Bull. Acad. polon. sci., ser. sci. chim., géol., géogr., 6, N 2.
- Birkenmayer K.* 1960. Relation of the Cambrian to the Precambrian in the Hornsund, West Spitsbergen.— Proc. 21-st Internat. Geol. Congr., Norden, v. 8. Copenhagen.
- Birkenmayer K., Narebskii W.* 1960. Precambrian amphibolite complex and granitization phenomena in Wedel-Jarlsberg Land, West Spitsbergen.— Studia geol. polon., 4.
- Bjørlykke K., Engtlung J. O., Kiri L. A.* 1967. Latest Precambrian and Eocambrian stratigraphy of Norway. Studies on the latest Precambrian and Eocambrian Rocks in Norway.— Norges geol. undersökn., N 251.
- Blomstrand C. W.* 1864. Geognostiska iakttagelser under en resa till Spetsbergen ar 1861.— Kgl. Svenska vetenskapsakad. handl., 4, N 6.
- Brögger W. C.* 1900. Norges. Norge i det 19 aarhundrede. Kristiania.
- Caby R.* 1969. Une nouvelle interpretation structurale et chronologique des series à «faciès suggarien» et à «faciès pharusien» dans l'Ahaggar.—C. R. Acad. sci. Paris, 268.
- Cayeux L.* 1894. Les preuves de l'existence d'organismes dans le terrain précambrien.— Bull. Soc. géol. France, ser. 3, 22.
- Challinor J.* 1961. A dictionary of geology. Univ. Wales. Cardiff.
- Chaudhari A.* 1970. Precambrian stromatolites in the Pranhita—Godavari Valley (S. India).— Paleogeography, Palaeoclim., Palaeoecol., N 7.
- Choubert G.* 1967a. Division du Précambrien, en particulier dans l'Anti-Atlas.— Compt. rend. Soc. géol. France, N 4.
- Choubert B.* 1967b. Reflexions sur la finalité des mesures géochronologiques (périodicité des événements du Précambrien et derive des continents).— Bull. Soc. géol. France, 9, N 6.
- Choubert G., Faure-Muret A., Charlot R.* 1968. Le problème Cambrien en Afrique Nord-Occidentale.— Rev. géogr. phys., géol. dynam., ser. 2, 10, N 4.
- Cloud E. P., Nelson C. A.* 1966. Phanerozoic-Cryptozoic and related transitions: new evidence.— Science, 154, N 3750.
- Cloud P., Semikhatov M.* 1969. Proterozoic stromatolite zonation.— Amer. J. Sci., Nov., 267.
- Compston W., Crawford A. R., Bofinger V. M.* 1966. A radiometric estimate of the duration of sedimentation in the Adelaide geosyncline, S. Australia.— J. Geol. Soc. Australia, 13, N 1.
- Cowie J. W.* 1961. Contributions on the geology of North Greenland.— Medd. Grönland, 164, N 3.
- Cowie J. W.* 1967. Life in Pre-Cambrian and Early Cambrian times. In: The Fossil record. Geol. Soc. London, Burlington House.
- Delpy J., Trompette R., Villemur J. R.* 1963. Essai de synthèse stratigraphique du Paléozoïque inférieur de la bordure septentrionale de la synclise de Taoudeni (Sahara occidental).— Bull. Soc. géol. France, 5.
- Donaldson J. A.* 1963. Stromatolites in the Denault Formation, Marion Lake, Coast of Labrador, Newfoundland. Bull. Geol. Surv. Canada, 102.
- Dunn P. R., Plumb K. A., Roberts H. C.* 1966. A proposal for timestratigraphic subdivision of the Australian Precambrian.— J. Geol. Soc. Australia, 13, N 2.
- Evans C. R., Park R. G.* 1965. Potassium age determination from the Lewisian of Gairloch, Ross-shire, Scotland.— Nature, 205.
- Fabre J., Freulon J. M.* 1961. Le Pharusien à stromatolites du Nord-Ouest de l'Ahaggar.— C. r. Acad. Sci. Paris, 252.
- Fenton C. L., Fenton M. A.* 1936. Walcott's «Pre-Cambrian Algonkian algal flora» and associated animals.— Bull. Geol. Soc. America, 47.
- Flood B., Gee D. G., Hjelle A., Siggerud T., Winsnes T. S.* 1969. Geological map of

- North-East Land, Spitsbergen. Sc. 1: 25 000. Oslo, Norg. Geol. Surv.
- Ford T. D.* 1958. Precambrian fossils from Charnwood Forest.—Proc. Yorkshire Geol. Soc., 31.
- Ford T. D.* 1962. The oldest fossils.—New Scientist, 15.
- Ford T. D.* 1963. The Precambrian fossils from Charnwood Forest.—Trans. Leicester Lit. Philos. Soc., 57.
- Ford T. D.* 1968. The Precambrian palaeontology of Charnwood forests.—In: Geology of the East Midlands; Precambrian rocks. Leicester.
- Fossil Record. 1967. Geol. Soc. London, Burlington House.
- Föyn S.* 1937. The Eo-Cambrian series of the Tana district, N. Norway.—Norges geol. tidsskr., N 17.
- Föyn S.* 1967. Dividal-gruppen (Hyalites — Zonen) i Finnmark og dens forhold til de eokambrisk-kambriske formasjoner.—Norges geol. undersök., N 249.
- Fränkl L.* 1954. Vorläufige Mitteilung über die Geologie von Kronprins Christians Land.—Medd. Grönland, 116, N 2.
- Frebald H.* 1935. Geologie von Spitsbergen, der Bäreninsel, des König Karl und Franz-Josephs-Lands. Geologie der Erde. Berlin.
- Frebald H.* 1951. Geologie des Barentschalfes.—Abhandl. Dtsch. Acad. Wiss., ser. 5, Geotectonik, N 4.
- Furon R.* 1960. Geologie de l'Afrique. Ed. Payet. Paris.
- Furon R., Daumain G.* 1959. Esquisse structurale provisoire de L'Afrique au 1: 10 000 000. Notice explicative.—Congr. Géol. Internat Assoc. Serv. Géol. Afric. Paris.
- Gastill G.* 1960. The distribution of mineral dates in time and space.—Amer. J. Sci., 258, N 1.
- Gayer R. A., Gee D. G., Harland W. B., Miller I. A., Spall H. R., Wallis R. H., Winsnes T. S.* 1966. Radiometric age determinations on rocks from Spitsbergen.—Skr. Norsk polarinst., N 137.
- Gee D. G.* 1972. The regional geological context of the Tasjo Uranum project, Caledonian Front, Central Sweden.—Sver. geol. undersök., ser. C, N 67.
- Gee E. R., Hjelle A.* 1966. On the Crystalline Rocks of North-West Spitsbergen.—Arbok Norsk polarinst., 1964. Oslo.
- Germis G. J. B.* 1972. The stratigraphy and paleontology of the lower Nama Group, South West Africa.—Proc. Univ. Cape Town, bull. 12.
- Giletti B. J., Moorbath S., Lambert R.* 1961. A geochronological study of the metamorphic complexes of the Scottish Highlands.—Quart. J. Geol. Sci. London, 117.
- Giluli J.* 1949. Distribution of mountain building in geological time.—Bull. Geol. Soc. America, 60.
- Glaessner M. F.* 1962. Precambrian fossils.—Biol. Rev., 37.
- Glaessner M. F.* 1966. Precambrian paleontology.—Earth Sci. Rev., 1, N 1.
- Glaessner M. F.* 1972. Precambrian paleozoology.—In: Internat. Geol. Congr. 24 session. Sect. I. Precambrian Geology. Montreal.
- Glaessner M., Preiss W., Walter M.* 1969. Precambrian columnar stromatolites in Australia: morphological and stratigraphic analysis.—Science, 164.
- Glaessner M., Wade M.* 1966. The late Precambrian fossils from Ediacara, S. Australia.—J. Paleontol., 9, N 4.
- Gobbet D. J., Wilson C. B.* 1960. The Oslobreen series, Upper Hecla Hoek of Ny-Friesland, Spitsbergen.—Geol. Mag., 97.
- Goldich S. S.* 1968. Geochronology of the Lack Superior region.—Canad. J. Earth Sci., 5.
- Goldring R., Curnow C. N.* 1967. The stratigraphy and facies of the Late Precambrian at Ediacara, S. Australia.—J. Geol. Soc. Australia, 14.
- Grabau A. W.* 1922. The Sinian system.—Bull. Geol. Soc. China, 1, N 1—4.
- Gracie A. J., Stewart A. D.* 1967. Torridonian sediments at Enard Bay, Rosshire.—Scott. J. Geol. 3, pt 2.
- Gregory J. W.* 1915. Moine pebbles in Torridonian conglomerates.—Geol. Mag., 52.
- Gurich G.* 1933. Die Kuibis — Fossilien der Nama-Formation von Südwest-Afrika.—Paläontol. Z., 15.
- Hall J.* 1847. Description of the organic remains of the lower division of the New York system.—J. Paleontol., 1.
- Hall J.* 1852. Description of the organic remains of the lower division of the New York system.—J. Paleontol., 2.
- Halter J., Kulp J. L.* 1962. Absolute age determination in East Greenland.—Medd. Grönland, 171, N 1.
- Hamilton E., Harland W., Miller J.* 1962. Isotopic ages from some Spitsbergen rocks.—Nature, 195, N 4847.
- Hamilton E., Sandford S.* 1964. Rubidium-Strontium ages from some Spitsbergen rocks.—Nature, 201, N 4925.
- Harland W. B.* 1941. Geological notes on the Stubendorf Mountains, West Spitsbergen.—Proc. Roy. Soc. Edinburgh, A 61, N 119.
- Harland W. B.* 1952. The Cambridge Spitsbergen Expedition, 1949.—Geogr. J., 118, N 3.
- Harland W. B.* 1959. The Caledonian sequence in Ny-Friesland, Spitsbergen.—Quart. J. Geol. Soc. London, N 114.
- Harland W. B.* 1960. The development of Hecla-Hoek rocks in Spitsbergen.—Proc. 21-st Internat. Geol. Congr. Norden, vol. 19, Copenhagen.
- Harland W. B.* 1961. An outline of the structural history of Spitsbergen.—In: Geology of the Arctic, vol. I. Univ. Toronto Press.
- Harland W. B.* 1968. On the principle of a Late Precambrian Stratigraphical Standard Scale. Report of the 23 Session Czechoslovakia. Proc. sect. 4. Geology of Pre-Cambrian. Prague.
- Harland W. B.* 1969. Contribution of Spitsbergen to understanding of tectonic evolution of North Atlantic region.—North

- Atlantic geology and continental drift, Mem. 12. London.
- Harland W. B., Wilson C. B.* 1956. The Hecla-Hoek Succession in Ny-Friesland, Spitsbergen.— *Geol. Mag.*, **93**, N 4.
- Harland W. B., Willis R. H., Gayer R. A.* 1966. A revision of the Lower Hecla-Hoek Succession in Central North Spitsbergen and Correlation elsewhere.— *Geol. Mag.*, **103**, N 1.
- Hedberg H. D.* 1966. Stratigraphic Commission Note 33.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, **50**.
- Hjelle A.* 1969. Stratigraphical correlation of Hecla-Hoek Successions North and South of Bellsund.— *Norsk polarinst. Arbok*, 1967.
- Hoffman H. J.* 1967. Algae stromatolites: use in stratigraphic correlation and palaeocurrent determination.— *Science*, **154**, N 3792.
- Hoffman H. J.* 1969a. Attributes of stromatolites.— *Geol. Surv. Canada Paper*, № 69—39.
- Hoffman H. J.* 1969b. Stromatolites from the Proterozoic Animikie and Sibley groups. Ontario.— *Geol. Surv. Canada Paper*, № 69—39.
- Holtedal O.* 1915. Jakttagelser over fjellbygningen omkring Randsfjærdens nordende.— *Norsk geol. undersøkn.*, N 75.
- Holtedal O.* 1918. Bidrag til Finnmarken geologi.— *Norsk geol. Underskr.*, N 84.
- Holtedal O.* 1953. Norges Geology.— *Norsk geol. underskr.*, **164**.
- Holtedal O.* 1961. The sparagmite formation and Eocambrian of Scandinavia.— In: El sistema cambrico, su paleogeografía y el problema de su base. Congreso Geológico Internacional. XX session, symposium, pt. 3. Moscu.
- Horn G., Orvin A. K.* 1928. Geology of Bear Island.— *Skr. Svalbard. Ishavs. Unders.*, N 15.
- Hubert H.* 1926. Note sur la découverte par le Capitaine Huguet de «troucs d'arbre calcifiés» au voisinage d'Atar, d'âge non antérieur au Tertiaire.— *Bull. Comité. Etudes Sci. AOF*, **9**.
- Hubert H.* 1933. Sur la présence d'organismes voisins de *Collenia* dans la région d'Atar.— *Compt. rend. Soc. géol. France*, **10**.
- Irving R. D.* 1887. Is there a Huronian group?— *Amer. Z. Sci.*, **34**.
- Irving E., Runcorn S. K.* 1957. Analysis of the palaeomagnetism of the Torridonian Sandstone Series of NW Scotland.— *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, ser. A, **250**.
- Katz H. R.* 1952. Zur geologie von Strindberges Land.— *Medd. Grönland*, **111**, N 1.
- Katz H. R.* 1953. On the Precambrian rock-formations belonging to the Caledonian Geosyncline of N. E. Greenland.— In: Congr. géol. internat. Compt. rend. 19 session. Sec I, fasc. I. Alger.
- Katz H. R.* 1954. Einige Bemerkungen zur Lithologie und Stratigraphie der Tillitprofile in Gebiet des Kaiser Franz Josephs Fjord, Ostgrönland.— *Medd. Grönland*, **72**, N 4.
- Katz H. R.* 1961. Late Precambrian to Cambrian stratigraphy in East Greenland.— In: *Geology of the Arctic*, vol. I. Univ. Toronto Press.
- Kennedy W. Q.* 1951. Sedimentary differentiation as a factor in the Moin—Torridonian correlation.— *Geol. Mag.*, **88**.
- Kielan S.* 1960. On two Olenellid Trilobites from Hornsund, West Spitsbergen.— *Studia geol. polon.*, **6**.
- Kjerulf Th.* 1860. Bemerkninger til et geologisk Kart over en Del af Norge Forh. Scand. Naturf. møte. Kobenhavn.
- Knill J. L.* 1963. A sedimentary history of the Dalradian series.— In: *The British Caledonides*. Edinburgh.
- Kobayashi T.* 1944a. The length of the Sinian Time estimated by the stratigraphical method.— *Proc. Acad. Japan*, **20**, N 7.
- Kobayashi T.* 1944b. On the major classification of the geological age.— *Proc. Acad. Japan*, **20**, N 7.
- Koch L.* 1929. The geology of East Greenland.— *Medd. Grönland*, **73**, N 2.
- Koch K.* 1930. Die tektonische Entwicklung Grönlands.— *Geol. Rundschau*, **21**.
- Konh L.* 1935. Geology von Groenland. Berlin, Verlag Borntraeger.
- Kulling O.* 1934. The Hecla Hoek formation round Hinlopenstredet.— *Geogr. Ann.*, **16**, N 4.
- Kulling O.* 1942. Grundfragen ov fjällkedjerandens bergbyggnad inom Västerbottens Län.— *Sver. geol. undersökn. Arsbok*, **36**, N 2.
- Kulp J. L.* 1961. Geologic Time Scale.— *Science*, **133**, N 3459.
- Laird M. G.* 1972. Sedimentation of the Late Precambrian Raggo group, Varanger Peninsula, Finnmark.— *Norges geol. undersökn.*, N 278.
- Lelubre M.* 1951. Découverte de *Collenia* dans le Pharusien de l'Ahnet (Cahara central).— *Compt. rend. Soc. géol. France*, ser. 6, **1**.
- Long L. E., Lambert R.* 1963. Rb—Sr isotopic ages from the Moines Series.— In: *The British Caledonides*. Edinburgh.
- Lowson A. C.* 1916. The correlation of the Pre-Cambrian rocks in the Region of the Great Lakes.— *Bull. Dept Geol. Univ. Cal.*, **10**.
- Lowson D. E.* 1965. Lithofacies and correlation within the lower Torridonian.— *Nature*, **207**.
- Major H., Winsness T. S.* 1955. Cambrian and Ordovician fossils from Sörkappland, Spitsbergen.— *Skr. Norsk polarinst.*, N 106.
- Manum S.* 1967. Microfossils from Late Precambrian sediments around lake Mjosa, S. Norway. Study on latest precambrian and Eocambrian rocks of Norway.— *Norsk geol. underskr.* N 251.
- McDougall I., Dunn P. R., Compston W., Werb A. W., Richards I. R., Bofinger V. M.* 1965. Isotopic age determinations on Precambrian rocks of the Carpentarian region, Northern Territory, Australia.— *J. Geol. Soc. Australia*, **12**, N 67.
- McPhee J., Anderson D. D., Muret G.* 1958. Geology and Petroleum Prospects of the

- Western Taoudenni Basin. Conorada Petrol. Corp., Dakar.
- Menchikoff N.* 1964. Les formations à stromatolithes dans le Sahara occidental.—Bull. Soc. Geol. France, 16, N 7—9.
- Misra R. C.* 1969. The Vindhyan system.—Proc. Indian Sci. Congr. 56 Sess. Sect. Geol. et Geogr. Bombay.
- Monod Th.* 1952. L'Adrar mauritanien (Sahara occidental). Esquisse géologique.—Bull. Dir. Min. AOF, 1, N 15.
- Monod Th.* 1954. Les Conophyton ellipsoïdaux d'Atar — Straiz (Mauritanie).—Notes, Inst. franç. Afrique Noire, 63.
- Moorbath S., Stewart A. D., Lawson D. E., Williams G. E.* 1967. Geochronological studies on the Torridonian sediments of NW Scotland.—Scott. J. Geol., 3, pt. 3.
- Munster T.* 1901. Karbladet Lillehammer.—Norsk geol. underskr., 30.
- Murchison R. I., Verneuil E., Keyserling A.* 1845. The geology of Russia in Europe and the Ural Mountains, v. 1. Geology. London, Paris.
- Neumann H.* 1960. Apparent ages of Norwegian mineral and rocks.—Norsk geol. tidsskr., 40.
- Nordenskjold A. E.* 1863. Geografisk och geognostisk beskrifning öfver nordöstradelar af Spitsbergen och Hinlopon Strait.—Kgl. Svenska vetenskapsakad. Handl., 4, pt 7.
- Ofstedahl C.* 1945. Om tillittene i det centralnorske Sparagmittområde.—Norsk geol. tidsskr., 25.
- Orvin A. K.* 1940. Outline of the geological history of Spitsbergen.—Skr. Svalbard Ishavet, Unders., № 78.
- Peach B. N., Horne J.* 1930. Chapters on geology of Scotland. Oxford.
- Raaben M. E.* 1969. Columnar stromatolites and Late Precambrian Stratigraphy.—Amer. J. Sci., N 1.
- Ramsay W.* 1911. Geologie der Halb-Insel Kanin.—Fennia, 31, Helsinki.
- Rankama K.* 1955. Les processus chimiques «en grand» dans la croute terrestre.—Colloq. internat. Centre Nat. Rech. Sci., Paris.
- Rankama K.* 1967. Global Precambrian stratigraphy.—Arsbok. Soc. Sci. Fennica, 45 B, N 1.
- Rankama K.* 1970a. Global Precambrian stratigraphy: background and principles.—Scientia, ser. 7, 54, N 519—520.
- Rankama K.* 1970b. Proterozoic, Archean and other weeds in the Precambrian rock garden.—Bull. Geol. Soc. Finland, 42.
- Reading H. G.* 1965. Eocambrian and Lower Paleozoic Geology of the Digermul Peninsula, Tanafiord. Finnmark.—Norsk Geol. Underskr., 234.
- Reading H. G., Walker R. G.* 1966. Sedimentation of Eocambrian tillites and associated sediments in Finnmark, N. Norway.—Paleogeogr., Paleoclimatol., Palaeoecol., N 2.
- Roberts J. D.* 1970a. Geology of South and East Porsanger, Finnmark.—Norges geol. undersökn., N 269.
- Roberts J. D.* 1970b. Preliminary notes on sedimentation in South and East Porsanger, Finnmark.—Norsk Geol. Underskr., N 269.
- Rhodes F. H. T.* 1967. Permo-Triassic extinction.—In: The Fossil Record. Geol. Soc. London, Ed. Burlington House.
- Sandford K. S.* 1926. The geology of North-East Land (Spitsbergen).—Quart. J. Geol. Soc. London, 82.
- Sandford K. S.* 1950. Observations on the geology of the northern part of North-East Land (Spitsbergen).—Quart. J. Geol. Soc. London, 105.
- Sandford K. S.* 1956. The stratigraphy and structure of the Hecla-Hoek formation and its relationship to a subjacent metamorphic complex in North-East Land (Spitsbergen).—Quart. J. Geol. Soc. London, 112.
- Schatsky N. S.* 1957. Les relations du cambrien avec le proterozoïque et les plissements baïkaliens.—Dans: Les relations entre précambrien et cambrien. Problèmes des séries intermédiaires. Paris, CNRS.
- Schopf J. W.* 1968. Microflora of the Bitter Springs Formation, Late Precambrian, Centr. Australia.—J. Paleontol., 42, N 3.
- Sederholms J.* 1899. Ueber eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärungsweise des Grundgebirges.—Bull. Commiss. géol. Finlande, N 6.
- Sederholm I. I.* 1926. Archaicum, Proterozoicum (Algonkium).—In: Salomon M. Grundzuge der Geologie. Berlin.
- Sederholm I. I.* 1932. On the geology of Fennoscandia.—Bull. Commiss. géol. Finlande, 68.
- Selley R. C.* 1965. Diagnostic characters of fluvial sediments of the Torridonian Formation (Precambrian) of Northwest Scotland.—J. Sediment. Petrol., 35.
- Selley R. C., Stewart A. D.* 1967. The torridonian sediments of N. W. Scotland.—Congr. Sediment., Excur. C-2, London.
- Siedlecka A.* 1972. Kongsfjord Formation — a Late Precambrian Flysch Sequence from the Varanger Peninsula, Finnmark. Norges geol. undersökn., N 278.
- Siedlecka A., Siedlecki S.* 1967. Some new aspects of the geology of Varanger peninsula (Northern Norway).—Norges Geol. undersökn., N 247.
- Siedlecka A., Siedlecki S.* 1971. Late Precambrian sedimentary rocks of the Tanafjord — Varangerfjord region of Varanger Peninsula, N. Norway.—Norges geol. undersökn., N 269.
- Siedlecka A., Siedlecki S.* 1972. Lithostratigraphical correlation and sedimentology of the Late Precambrian of Varanger Peninsula and neighbouring areas of East Finnmark, N. Norway.—Internat. Geol. Congr. 24 session, Sect. 6, Montreal.
- Skjeseth S.* 1963. Contributions to the geology of the Mjosa district and the classical sparagmite area in S. Norway.—Norges geol. undersökn., N 220.
- Sokolov B. S.* 1958. Le problème de la limite inférieure du paléozoïque et les dépôts les plus anciens sur les platesfor-

- mes antésiniennes de l'Eurasie.— In: Les relations entre Précambrien et Cambrien. Probl. des séries intermédiaires. Paris.
- Sougy J., Trompette R.* 1966. Découverte d'une discordance de ravinement dans le complexe de base le l'Adrar mauritanien.— Bull. Soc. géol. France, 8.
- Spencer A. M.* 1969. Late Precambrian glaciation in Scotland.— Proc. Geol. Soc. London, N 1657.
- Spencer A. M., Pitcher W. S.* 1967. The Port Askaig Boulder Bed and the Scarba conglomerate in the Late Precambrian of Argyll, Scotland—Congr. Sediment. Excur. C-14, London.
- Spjeldnaes N.* 1967. Fossils from pebbles in the Biskopasen formation in S. Norway. Studies on the Latest Precambrian rocks in Nerway.— Norges geol. Undersökn, N 251.
- Stewart A. D.* 1966. An unconformity in Torridonian.— Geol. Mag., 103, N 5.
- Stille H.* 1944. Geotektonische Gliederung der Erdgeschichte.—Abhandl. Akad. Wiss., math-naturwiss. Kl. N 3.
- Stille H.* 1958. Die assayntische Tektonik in geologischen Erdbild.—Beth., Geol. Jahrb., N 22.
- Stockwell C. H.* 1964. Principles of time-classification in the Precambrian geochronology in Canada.—Roy. Soc. Canada Spec. Publ., N 8.
- Stockwell C. H.* 1968. Geochronology of stratified rocks of the Canadian Shield.— Canad. J. Earth Sci., 5, N 3.
- Sutton J.* 1963. Some events in the evolution of the Caledonides.— In: The British Caledonides. Edinburgh.
- Sutton J.* 1967. The extension of the geological record into the Precambrian.— Proc. Geologists' Assoc., 78.
- Sutton J., Watson J.* 1951. The pre-Torridonian metamorphic history of the Torridon and Scourie areas in the NW Highlands.— Quart. J. Geol. Soc. London, 106.
- Sutton J., Watson J.* 1964. Some aspects of Torridonian stratigraphy in Skye.— Proc. Geologists' Assoc., 75.
- Teichert C.* 1933. Untersuchungen zum Bau der Kaledonischer Gebirges in Ostgrönland.— Medd. Grönland, 95, N 1.
- Teisseyre J. H.* 1972. Geological investigations in the area between Kjölnes and Trollfiorden (Varanger Peninsula).— Norges Geol. undersökn., N 278.
- Termier H., Termier G.* 1964. Les temps Fossilifères, v. 1. Paleozoïque inférieur, Paris, Masson et Cie.
- Termier H., Termier G.* 1968. Biologie et écologie des premiers fossils. Les grands problèmes de la biologie. Paris, Masson et Cie.
- Thompson B. P., Coats R. P., Mirams R. C., Forbes B. G., Dalgarno C. R., Johnson J. E.*, 1964. Precambrian rock groups in the Adelaide geosyncline: a new subdivision.— Quart. Geol. Notes, Geol. Surv. S. Australia, 9.
- Trendall A. F.* 1966. Toward rationalism in Precambrian stratigraphy.— J. Geol. Soc. Australia, 13.
- Trompette R.* 1969. Les stromatolites du «Précambrien supérieur» de l'Adrar de Mauritanie (Sahara occidental).— Sedimentology, N 13.
- Valdiya K. S.* 1969. Stromatolites of the Lesser Himalayan carbonate formation and the Vindhya.— J. Geol. Soc. India, 10, N 1.
- Vinogradov A. P., Tugarinov A. I.* 1968. Geochronological scale of the Precambrian.— In: Report 23 Sess. Internat. geol. Congr. Geochemistry, sect. 6. Prague.
- Vogt Th.* 1924. Forholdet mellus Sparagmitssystemet og det marine underkambrium ved jøson.— Norsk, geol. tidsskr., 7.
- Walcott C. D.* 1889. The fauna of the Lower Cambrian or Ollenellus Zone.— 10 annual Rept US Geol. Surv. N. Y.
- Walcott C. D.* 1899. Pre-cambrian fossiliferous formations.— Bull. Geol. Soc. America, N 10.
- Walcott C. D.* 1914. Pre-Cambrian Algonkian algal flora.— Smithsonian Inst. Misc. Collect. 64, N 2.
- Wallis R.* 1969. The Planetafjella group of the Lower Hecla Hoek in Ny-Friesland, Spitsbergen.— Norsk polarinst. Arbok, 1967.
- Walter M. R.* 1972. Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian. Paleontol. Assoc. London.
- Watts W. W.* 1947. Geology of the ancient rocks of Charnwood Forest. Leicester.
- Welin E.* 1966. The absolute age time scale and the classification of Precambrian rocks.— Geol. fören. i Stokholm förhandl., 88, № 29.
- Wenk E.* 1961. On the crystalline basement and the basal part of the Pre-Cambrian Eleonora Bay Group in the S. W. part of Scrosby Sund.— Medd. Grönland., 168, N 1.
- Werenskiöld W.* 1911. Sunde Fron.— Norsk geol. Underskr., ser. C, N 295.
- White B.* 1968. The Porsanger Sandstone Formation and subjacent rocks in the Laksalv District, Finnmark, Northern Norway.— Norges geol. undersökn., N 255.
- White B.* 1969. The Stabbensness formation and Porsanger Dolomite formation in the Kolvik District, N. Norway. The development of a Pre-Cambrian algal environment.— Norges geol. undersökn., N 258.
- Williams G. E.* 1966. Paleogeography of the Torridonian Applecross Group.— Nature, 209.
- Willis B.* 1907. Research in China, v. II. Systematic Geology. Washington.
- Wilson C. B.* 1958. The Lower Middle Hecla-Hoek Rocks of Ny-Friesland, Spitsbergen.— Geol. Mag., 94, N 4.
- Wilson C. B.* 1961. The Upper Middle Hecla-Hoek Rocks of Ny-Friesland, Spitsbergen.— Geol. Mag., 98, N 2.
- Wilson C. B., Harland W. B.* 1964. The Polarishreen series and other evidences of Late Pre-Cambrian Ice Ages in Spitsbergen.— Geol. Mag., 101, N 3.

- Winsnes T. S.* 1965. The Precambrian of Spitsbergen and Bjornoya. In: The Geological Systems. The Precambrian, vol. 2. London.
- Winsnes T. S., Heintz A., Heintz N.* 1960. Aspects of the geology of Svalbard.—IGC 21 Sess. Exc. A — 16). Oslo.
- Zimmerman M.* 1960. Nouvelle subdivision des series antegothlandiennes de l'Afrique occidentale (Mauritanie, Soudan, Senegal). Proc. 21-st Internat. Geol. Congr. Norden, vol. 8. Copenhagen.
- Zabrodin W.* 1972. Leben in Präkambrium.—Bild. d. Wissenschaft, Stuttgart.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----------|
| Введение | 5 |
| Глава I. Современное состояние общей шкалы докембрия | 7 |
| Традиционные стратиграфические единицы | 9 |
| Предпосылки новой шкалы докембрия | 16 |
| Раднохронология и тектоно-магматические циклы | 16 |
| Эры, зоны и мегахроны | 21 |
| Биостратиграфия и шкала докембрия | 33 |
| Глава II. Очерк истории выделения и расчленения верхнего рифея | 41 |
| Схемы расчленения рифея | 41 |
| Палеонтологическое обоснование верхнего рифея | 44 |
| Объем верхнего рифея, схема его подразделения и наименование | 55 |
| Глава III. Опорные разрезы тимурия (верхнего рифея) | 61 |
| Западный склон Урала | 61 |
| Нижний тимурий (бирьиний) Южного Урала и Полюдова кряжа | 63 |
| Верхний тимурий | 75 |
| Миньярий западного склона Урала и важнейших разрезов Тимана и полуострова Канин | 76 |
| Венд Южного Урала и Полюдова кряжа | 92 |
| Другие разрезы Тимано-Уральской области | 96 |
| Тиман | 96 |
| Приполярный Урал | 101 |
| Пай-Хой | 104 |
| Свальбард | 108 |
| Доверхнерифейский комплекс надсерии Гекла-Хук | 110 |
| Тимурий в составе Гекла-Хук | 116 |
| Нью-Фрисланд и другие районы северо-востока Западного Шпицбергена | 116 |
| Северо-Восточная Земля | 122 |
| Остров Медвежий | 132 |
| Восточная Гренландия | 133 |
| Норвегия | 136 |
| Великобритания | 148 |
| Сибирская платформа и сопредельные складчатые сооружения | 155 |
| Приенисейская зона | 156 |
| Оленекское поднятие и Анабарский массив | 162 |
| Патомское нагорье | 168 |
| Юдомо-Майский регион | 171 |
| Срединные массивы Северо-Востока СССР | 176 |
| Некоторые разрезы Африки, Америки и Австралии | 179 |
| Северная Африка | 179 |
| Северная Америка | 184 |
| Австралия | 186 |

| | |
|--|------------|
| Глава IV. Общие вопросы стратиграфии тимурия | 196 |
| Бирьяний и нижняя граница тимурия | 198 |
| Верхний тимурий | 202 |
| Миньярии | 203 |
| Венд и верхняя граница тимурия | 204 |
| О развитии байкалид Европы в тимурии | 210 |
| К вопросу о скоростях осадконакопления в верхнем докембрии | 219 |
| Заключение | 222 |
| Литература | 226 |

CONTENTS

| | |
|---|-----|
| Introduction | 5 |
| Chapter I. The present-day state of the Precambrian general scale | 7 |
| Traditional stratigraphic units | 9 |
| Premises of a new scale of Precambrian | 16 |
| Radiochronology and tectonomagmatic cycles | 16 |
| Eras, eones and megachrons | 21 |
| Biostratigraphy and the scale of Precambrian | 33 |
| Chapter II. Sketch of the history of establishing and subdivision of the Upper Riphean | 41 |
| Scheme of subdivision of the Riphean | 41 |
| Palaeontological evidence for establishing of Upper Riphean | 44 |
| Volume of the Upper Riphean; scheme of subdivision and terminology | 55 |
| Chapter III. Key sections of the Timurian (Upper Riphean) | 61 |
| Western slope of the Urals | 61 |
| Lower Timurian (Biryanian) of the South Urals and Polyud Ridge | 63 |
| Upper Timurian | 75 |
| Minyarian in the Western slope of the Urals and in the main sections of Timan and the Kanin peninsula | 76 |
| The Vendian of the South Urals and the Polyud Ridge | 92 |
| Other sections of the Timan-Ural area | 96 |
| Timan | 96 |
| Pre-Polar Urals | 101 |
| Pai-Khoi | 104 |
| Svalbard | 108 |
| Pre-Timurian complex in the Hecla-Hoek superseries | 110 |
| Timurian in the Hecla-Hoek superseries | 116 |
| New-Frisland and other areas of Central North Spitzbergen | 116 |
| North-East Land | 122 |
| Bjornoja | 132 |
| Eastern Greenland | 133 |
| Norway | 136 |
| Great Britain | 148 |
| Siberian platform and adjacent folded zones | 155 |
| Pre-Yenisei zone | 156 |
| Olenyok uplift and Anabar massif | 162 |
| Patom highland | 168 |
| Yudomo-Maysk region | 171 |
| Median masses of the North-East of USSR | 176 |
| Some sections in Africa, America, Australia | 179 |
| North Africa | 179 |
| North America | 184 |
| Australia | 186 |

| | |
|--|-----|
| Chapter IV. General problems of the Timurian stratigraphy | 190 |
| Biryanian and the lower boundary of Timurian | 198 |
| Upper Timurian | 202 |
| Mingarian | 203 |
| Vendian and the upper boundary of Timurian | 204 |
| On development of the Baicalids of the Europe in Timurian time | 210 |
| On rates of sedimentation in Upper Precambrian | 218 |
| Conclusion | 222 |
| Bibliography | 226 |

Мария Евгеньевна Раабен
Верхний рифей
как единица общей стратиграфической шкалы

Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства *Н. А. Никитина*
Художник *В. А. Григорьев*
Художественный редактор *С. А. Литвак*
Технический редактор *Л. И. Куррянова*

Сдано в набор 30/VII 1974 г. Подписано к печати 12/XII 1974 г.
Формат 70×108^{1/16}. Бумага типографская № 2
Усл. печ. л. 21,7. Уч.-изд. л. 22,7.
Тираж 750 экз. Т-20840. Тип. зак. 4235.
Цена 2 р. 27 к.

Издательство «Наука»
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука».
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

2р. 27к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»