M. A. CEMNXATOB

СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПРОТЕРОЗОЯ

PROTEROZOIC STRATIGRAPHY AND GEOCHRONOLOGY

Transactions, vol. 256



PUBLISHING OFFICE «NAUKA» MOSCOW 1974

СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПРОТЕРОЗОЯ

Труды, вып. 256



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» МОСКВА 1974 Стратиграфия и геохронология протерозоя. Семихатов М. А. Труды ГИН, вып. 256. М., «Наука», 1974 г.

Работа посвящена одной из наиболее насущных проблем геологии докембрия созданию его общей стратиграфической шкалы. В первом разделе на основе последних данных оцениваются возможности историко-геологического, радиогеохронологического и палеонтологическому методов в стратиграфии докембрия. Особенное внимание уделяется палеонтологическому методу и доказывается, что он позволяет обосновать выделение в верхнем докембрии четырех планетарных стратиграфических единиц. Второй раздел работы представляет собою синтез стратиграфических, радиогеохронологических и палеонтологических данных по протерозою классических районов его развития в Европе. Азии, Северной Америке, Австралии и Африке. Приводится анализ протерозойской истории развития названных материков. В третьем разделе обсуждаются принципы общего расчленения докембрия, выделяются наиболее крупные этапы развития земной коры и жизни в докембрии и на этой основе обосновывается общая стратиграфическая шкала протерозоя и вскрываются неповторимые историко-геологические собенности ее главных подразделений.

Табл. 2. Илл. 79. Библ. 878 назв.

Редакционная коллегия:

академик А. В. Пейве (главный редактор), академик В. В. Меннер, В. Г. Гербова, П. П. Тимофеев

Ответственный редактор

Б. М. Келлер

Editorial board:

Academician A. V. Peive (Editor-in-chief), Academician V. V. Menner, V. G. Gerbova, P. P. Timojeev

Responsible editor B. M. Keller



введение

ć.

Общие вопросы стратиграфии докембрия долгое время решались на основе историко-геологического метода, который применялся для выделения и корреляции ряда разномасштабных стратиграфических единиц. Первые радиогеохронологические данные показали, что этот метод не может обеспечить телекорреляции выделенных подразделений и потому недостаточен для построения общей шкалы расчленения докембрия.

Бурный рост радиогеохронологической информации, начавшийся 12-15 лет назад, не привел к созданию такой шкалы. Предложенные за последние годы многочисленные схемы расчленения криптозоя противоречивы и в значительной своей части являются чисто геохронологическими, построенными на основании анализа изотопных датировок кристаллических пород и нередко лишенными стратиграфического содержания. Лишь немногие из предложенных в последнее время схем общего расчленения докембрия представляют собой собственно стратиграфические шкалы, опирающиеся на анализ состава и последовательности комплексов слоистых пород и содержащихся в них органических остатков. Требование единого принципа расчленения криптозоя и фанерозоя (Келлер, 1952; Шатский, 1960; Соколов, 1964; Салоп, 1968 б; Келлер, Семихатов, 1968; Сгоок, 1966; Harland, 1968; Rankama, 1970 а) делает именно такой путь построения общей шкалы докембрия более предпочтительным.

Цель данной работы — дать синтез стратиграфических данных по протерозою различных континентов, рассмотреть относительное значение выделенных в докембрии историко-геологических рубежей, проанализировать развитие органического мира протерозоя и на этой основе подойти к созданию общей стратиграфической шкалы последнего. Особое внимание в работе уделено тому, в какой мере стратиграфическая схема верхнего докембрия Северной Евразия, разработанная на палеонтологической основе в ГИН АН СССР, может быть распространена на другие материки и превращена в мировой эталон.

Принципиальная возможность стратиграфического синтеза по протерозою земного шара открылась сравнительно недавно благодаря разработке методов телекорреляции докембрия и значительному расширению знаний в области его региональной геологии, изотопной геохронологии и палеонтологии. Осуществлению этой возможности во многом способствовали опубликованные в последнее время сводки по геохронологии, тектонике и палеонтологии докембрия и по строению протерозоя в классических районах его развития.

Основное внимание в предлагаемой работе уделено тем разрезам, которые в силу своих природных особенностей и состояния изученности нанболее важны для решения общих вопросов. Поэтому вообще не затрагивается плохо изученный докембрий Антарктиды и Южной Америки, а на других континентах оставлены без детального анализа глубоко метаморфизованные серии, а также разрезы внутренних частей фанерозойских складчатых систем, в которых уверенное возрастное расчленение докемб-

11. 63.20

рия пока затруднительно. Такой отбор материала, естественно, накладывает известные ограничения на развиваемые ниже выводы, но он совершенно необходим при современном уровне наших знаний.

Работа выполнена в Лаборатории стратиграфии и геохронологии нерхнего докембрия ГИН АН СССР, руководимой Б. М. Келлером. Основные положения работы обсуждались и уточнялись в беседах с Б. М. Келлевом. В. В. Меннером, П. Э. Клаудом, Б. С. Соколовым, А. И. Тугариновым. с моими коллегами по лаборатории — З. А. Журавлевой, Вл. А. Комаром, И. Н. Крыловым, М. Е. Раабен, А. Ю. Розановым, С. Н. Серебряковым, Н. М. Чумаковым, а также с Ю. Р. Беккером, Ч. Б. Борукаевым, М. А. Гаррис, М. М. Мануйловой, С. В. Нужновым, Н. И. Полевой, В. В. Хоментовским. П. Хоффманом, которым приношу глубокую благодарность. Считаю приятным долгом выразить искреннюю признательность профессору Калифорнийского университета П. Э. Клауду, благодаря инициативе которого я мог изучить коллекцию протерозойских строматолитов Северной Америки. Африки и Австралии. Немаловажное значение для обоснования развиваемых выводов о значении строматолитов для межконтинентальной корреляции докембрия имело и то, что благодаря любезности Ж. Бертран-Сарфати. М. Глесснера, М. Уолтера, В. Прайса и П. Хоффмана я имел возможность изучить типичные образцы описанных ими строматолитов Северной Африки, Канады и Австралии. При редактировании рукописи ценными для меня были замечания К. О. Кратца, Л. И. Салопа и Н. А. Штрейса, любезно согласившихся прочитать работу перед сдачей ее в печать. Пользуюсь случаем выразить всем названным геологам искреннюю благодарность.

С признательностью следует также отметить помощь, оказанную мне Н. К. Мирской, А. С. Миссаржевской и О. Б. Николаевой при оформлении работы и подготовке ее к печати.

Раздел 1

МЕТОДЫ ОБЩЕГО РАСЧЛЕНЕНИЯ И ТЕЛЕКОРРЕЛЯЦИИ ДОКЕМБРИЯ

Интерес к методам расчленения и телекорреляции докембрия возник на рубеже XIX—XX вв. в связи с первыми попытками выделения в этой части разреза общих стратиграфических подразделений (см. Wilmarth, 1925). Исторически сложились три таких метода: историко-геологический, радиологический и палеонтологический, развитие которых было тесно изаимосвязано.

Глава I

ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД В СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ

При становлении метода для обоснования важнейших стратиграфических границ привлекался комплекс структурных и вещественных признаков, но позднее обособились два самостоятельных аспекта метода — тектонический и литологический.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Среди комплекса критериев, использовавшихся для общего расчленения докембрия, на первых этапах развития рассматриваемого метода наибольшее значение обычно придавалось «главному», наиболее яркому несогласию, различиям в составе толщ, скачкам в степени их метаморфизма и дислоцированности, а также мере сходства тех или иных горизонтов докембрия с палеозоем (Emmons, 1888; Van Hise, 1908). При этом считалось, что перечисленные критерии, выработанные при обособлении архея и протерозоя в южной части Канадского щита, дают возможность выделять адекватные подразделения и далеко за его пределами. Теоретической основой таких построений служили господствовавшие 50-80 лет назад представления о сравнительно небольшой продолжительности докембрия, с одной стороны, и контракционная гипотеза, царившая в умах геологов, – с другой.

Расширение в 20-40-е годы нашего столетия знаний о продолжительности докембрия, казалось, должно было привести к более осторожному использованию историко-геологического метода в расчленении и корреляции докембрия. Но на деле сложилась прямо противоположная картина, и при стратификации криптозоя стали опираться либо только на структурные признаки, либо только на степень метаморфизма пород.

Среди геологов, имевших дело с докембрием древних платформ, на долгое время укрепилась идея, что ведущим для общего расчленения докембрия являются, во-первых, «главное» несогласие, отделяющее сильно дислоцированный и метаморфизованный фундамент от слабо смятого или совсем несмятого докембрийского чехла, а, во-вторых, соотношения последнего с кембрием. В зависимости от геологических особенностей регионов, выбранных в качестве стратотипических, эта идея преломлялась как критерии выделения подразделений резко различного объема: протерозоя (Alcock, 1934; Harrison, Eade, см. The Proterozoic in Canada, 1957), альгонка (Lawson, 1929, 1930, 1934), синия (Grabau, 1922; Мазарович, 1947; Соколов, 1952, 1958; Спижарский, 1958; и др.), инфракембрия (Pruvost, 1951) или венда (Келлер, Соколов, 1962). Таким образом, как бы возрождалась старая идея Ч. Уолкотта о липалийском перерыве, но этот перерыв или перерывы помещались ниже по разрезу. При этом обычно принималось, что выделенные рассматриваемым путем подразделения могут быть расчленены на полчиненные общие единицы по внутренним несогласиям. которые, таким образом, принимались за геологически изохронные поверхности. Сторонники выделения альгонка. синия, инфракембрия и венда в упоминаемых работах придавали исключительное значение геологическому рубежу, маркируемому началом образования платформенного чехла. и полагали, что этот рубеж должен определять нижнюю границу палеозоя. Укреплению этой точки зрения во многом способствовало то, что в литературе 30-40-х годов были нередки указания на находки в верхнедокембрийских отложениях остатков скелетных ископаемых, которые впоследствии не подтвердились (библиография см. Шевырев, 1967; Cloud, 1968).

Вопрос о правомерности применения несогласий для общего расчленения докембрия специально обсуждался на съезде геологов-докембристов Канады (Alcock, 1934), которые пришли к выводу, что это не только правомерно, но и не нарушает привципов расчленения фанерозоя, так как в последнем главные биостратиграфические границы обычно совпадают с эпохами диастрофизма.

Несмотря на сходство критериев, положенных в основу выделения перечисленных выше подразделений, их объем в типовых разрезах резко различался, а вне стратотипических областей, как мы теперь знаем, с ними сравнивались совершенно разновозрастные толщи. На рис. 1, отражающем современную оценку положения нижних границ некоторых подразделений, обособленных по структурным соотношениям, хорошо видно, что эти границы на деле имеют ступенчатый характер и, совпадая между собой в одних районах, резко расходятся в других. Размер такой ступенчатости в более поздних схемах, построенных на большей сумме фактов, не уменьшался по сравнению с более ранними 1. Следовательно, она объясняется не недостатком данных или субъективными взглядами автора, а происходит из самой сущности метода. Иначе говоря, сходные структурные соотношения докембрийских толш удаленных регионов, как одним из первых специально подчеркивал Ю. М. Шейнманн (1959), в действительности наблюдаются на разных стратиграфических уровнях. Разделение таких уровней в межконтинентальном, а нередко и в межрегиональном масштабе лежит далеко за пределами возможностей тектонического аспекта историко-геологического метода, хотя установление общей эволюции докембрийского литогенеза (см. ниже) и специфики состава и структуры чехлов разновозрастных докембрийских платформ (Павловский, 1962) и позволило несколько продвинуть этот вопрос.

Упомянутая ступенчатость в положении границ в значительной мере объясняется также отсутствием объективных критериев оценки относительной роли и значения того или иного несогласия из наблюдаемых в данном регионе. Лучший пример этого дает история изучения докембрия южной части Канадского щита. Геологическая служба Канады устанавливала здесь общее двучленное деление докембрия (на архей п протерозой)

¹ Исключением в этом отношении является лишь схема Б. М. Келлера и Б. С. Соколова (1962), однако при ее построении уже учитывались радиологические, а отчасти и палеонтологические данные.

по предгуронскому несогласию (Alcock, 1934; Wilson, 1958; The Proterozoic in Canada, 1957) или по обусловившей его кеноренской складчатости (Stockwell, 1961, 1964 a, б) с возрастом порядка 2,5 млрд. лет, а более молодые — гудзонскую (около 1,7 млрд. лет) и гренвилльскую складчатости (около 1,0 млрд. лет) — использовала для расчленения протерозоя на три части. А. Лоусон (Lawson, 1929, 1934) и Г. Штилле (Stille, 1944, 1958) также отстаивали двучленное деление канадского докембрия, по главными считали альгомскую (гудзонскую) складчатость.

Геологическая служба Мичигана и Миннесоты расчленяла тот же разрез на три главные части, но одни геологи определяли границы этих частей кеноренской и более древней, предтимискамингской, складчатостями (Grout et al., 1951), а другие — кеноренской и более молодой гудзонской (пенокенской) (James, 1958; Goldich et al., 1961). Реже высказывалось мнение об одинаковом значении всех трех упомянутых складчатостей, в связи с чем предлагалось четырехчленное деление докембрия района Великих озер. Подобно этому на Урале предкаратавское несогласие считалось определяющим границу протерозоя и синия (Соколов, 1958), а позднее оно же рассматривалось как граница нижнего и верхнего синия (Соколов, 1961), хотя объективных данных для корреляции уральского разреза с китайским в то время не было.

Дополнительные ограничения в использовании структурных соотношений докембрийских толщ с фундаментом и с нижним кембрием для общего расчленения докембрия создают многочисленные примеры миграции во времени первого сверху докембрийского несогласия за счет выклинивания нижних горизонтов трансгрессивных серий на склонах положительных структур (Журавлева и др., 1961; Розанов и др., 1969; Комар и др., 1970) или в результате скольжения фаций по разрезу (Wheeler, 1948).

Все сказанное приводит нас к выводу, что рассматриваемый подход к общему расчленению докембрия без привлечения дополнительной информации в общем случае не может обеспечить выделения адекватных стратиграфических единиц в межрегиональном масштабе. В этой связи достаточно вспомнить опыт выделения синия на геологических картах СССР (1956-1963 гг.). Как известно, он привел к тому, что это подразделение потеряло конкретное содержание, так как в каждом районе к синию относились толщи различного стратиграфического объема, хотя и характеризующиеся сходными структурными соотношениями с нижним кембрием н более древними слоями протерозоя. Поэтому надо очень осторожно относиться к стремлению выдвинуть структурные соотношения толщ на первый план для обоснования нижней границы палеозоя (Якобсон, 1966) и выделяемой в его основании вендской, или эокембрийской, системы (Салоп, 1968 а, 1970), а также к использованию внутривендского несогласия для двучленного деления венда (Келлер и др., 1965; Келлер, 1966 а; Соколов, 1967 б).

Одновременно с развитием рассмотренных идей накапливались данные о том, что в докембрии различных щитов имеются следы нескольких эпох складчатости, метаморфизма и интрузивного магматизма, а идеи М. Бертрана, Э. Зюсса и Г. Штилле о повсеместном одновременном проявлении складчатостей казалось бы открывали прекрасную перспективу использования последних для общего расчленения докембрия (Sederholm, 1932; Schuchert, Dunbar, 1933; Holmes, 1937; Баклунд, 1939; Стратиграфия СССР, 1939; и др.).

Большую роль в укреплении мнения о планетарности и синхронности докембрийских эпох складчатости сыграла тектоническая концепция Г. Штилле, и в особенности его работы, посвященные синтезу материалов по докембрию (Stille, 1944, 1958; русский перевод этих работ см. Штилле, 1964, 1968). В докембрии он устанавливал две подобные эпохи — более древнюю лаврентьевско-свионийскую и более молодую альгомско-карельскую, считая последнюю «необыкновенно интенсивной складчатостью,



изменившей почти все существовавшие к тому времени породы» и проявившейся «повсеместно в одно и то же время» (Штилле, 1964, стр. 375). Таким образом, Г. Штилле пришел к расчленению докембрия на три большие части (PCmA, PCmB, PCmC), границы между которыми он относил к моментам завершения лаврентьевско-свионийской, альгомско-карельской и ассинтской складчатостей. Вторую из них как чрезвычайно интенсивную Г. Штилле считал определяющей общее деление истории Земли на два мегахрона. По мнению Г. Штилле, «основной вывод о расчленении докембрия на три временных отрезка большими орогенезами, несмотря на отсутствие палеонтологического контроля, вряд ли может быть опровергнут» (там же, стр. 375). Эти отрезки Г. Штилле рассматривал как тектонические эры и особое внимание уделял третьему из них – PCmC (Stille, 1958).

Стратиграфические и структурные несогласия регионального характера, в особенности несогласия в плане строения складчатых систем, были поставлены во главу угла при общем расчленении докембрия Стратиграфической комиссией ВСЕГЕИ (Стратиграфическая классификация..., 1965), которая прочим признакам (особенностям состава, интрузивному магматизму, различиям в степени метаморфизма и абсолютному возрасту) отводила второстепенное значение. Эта же точка зрения активно поддерживалась С. В. Обручевым (1958 б, 1964, 1963 а).

Наличие следов двух или нескольких эпох складчатости действительно позволяло расчленить докембрий того или иного района на крупные естественные комплексы, но эта же множественность эпох до недавнего времени исключала обоснованную их телекорреляцию, так как до получения методически надежных и достаточно многочисленных изотопных датировок не существовало объективных данных для идентификации таких эпох в удаленных регионах. Для этих целей иногда предлагалось использовать граниты, сходные по петрографическим (Гарань, 1946) или петрохимическим (Стратиграфия СССР, 1939) особенностям, но другие геологи доказывали, что интрузивные породы могут играть только подчиненную роль при расчленении докембрия (Alcock, 1934) и что они должны использоваться для этой цели «лишь в пределах одной и той же орогенной системы одинакового простирания» (Баклунд, 1939, стр. 13).

Широкое распространение в 30-40-е годы получило представление о том, что степень регионального метаморфизма пород является прямой функцией их возраста. Это допущение в ряде случаев приводило к серьезным стратиграфическим ошибкам. Едва ли не самые показательные из них следующие: а) свекофениды Балтийского шита скандинавские и советские геологи долгие годы относили к архею и считали древнее карелид. хотя на самом деле они в общем одновозрастны; б) в противоположность этому слабоизмененные отложения трансваальской «системы» Южной Африки до недавнего времени всеми считались позднедокембрийскими, а иногда даже вендскими; радиологические доказательства их нижнепротерозойского возраста, по словам А. Холмса (1967, стр. 21), были, «вероятно, самым драматическим и неожиданным сюрпризом последнего десятилетия». Подобные примеры, число которых легко умножить, показывают, что простая формула: «чем порода древнее, тем она сильнее метаморфизована» в общем случае не выдерживается, хотя мы и можем говорить о преимущественной приуроченности гранулитовой фации к архею (Обручев. 1963 а, 1964; Салоп, 1968 б; и др.).

Рис. 1. Положение подошвы некоторых подразделений докембрия, установленных на основании структурных признаков (современная оценка)

^{1 —} подошва протерозоя (альгонка), по Ван Хайзу (Van Hise, 1908); 2 — подошва синия, по Грабау (Grabau, 1922); 3 — подошва инфракембрия, по Прюво (Pruvost, 1951); 4 — подошва альгонка, по Штилле (Stille, 1944, 1958); 5 — подошва синия, по Мазаровичу (1947); 6 — подошва синия, по Соколову (1958); 7 — подошва венда, по Келлеру и Соколову (1962); 8 — возрастное положение подошвы сопоставлявшихся подразделений

Своеобразный подход к расчленению докембрия предлагал А. А. Полканов (1953, 1956). Он считал, что группы фанерозойской шкалы объсдиняет единый план развития кинематики тектонических процессов и что эта кинематика является «основной причиной, контролирующей различные формы геологических и биологических процессов на земной поверхности» (1953, стр. 14). Коль скоро это так, то моменты изменений кинематики должны рассматриваться как рубежи при расчленении всей колонны осадочных толщ докембрия и фанерозоя. Путь выявления таких изменений А. А. Полканов видел в анализе общего «плана-узора» разповозрастных складчатых комплексов. Применяя этот подход на практике, А. А. Полканов приходил к выводу, что отложения хогландия-нотния Балтийского щита знаменуют заложение новых региональных структур, продолжавших свое развитие и в фанерозое, и что поэтому упомянутые отложения должны включаться в палеозой.

Параллельпо с рассмотренными работами, авторы которых искали методы общего расчленения докембрия, в ряде публикаций обращалось внимание на безусловные ошибки в корреляции, сделанные в ходе использования историко-геологического метода, и на этой основе делался выеод о том, что в докембрии возможно создание только местных или региональных стратиграфических шкал, основой которых являются литостратиграфические единицы. Наиболее крупные из таких единиц предлагалосьобособлять по несогласиям, скачкам в степени метаморфизма и (или) по эпохам внедрения интрузий (Leith, 1934; Gill, 1955, 1957; Wilson, 1952. 1957). Эта точка зрения получила широкое распространение и была официально закреплена в США (American Commission, 1955). Вместе с тем многие геологи нашей страны, Канады и Австралии продолжали отстанвать необходимость и возможность общего расчленения криптозоя и стремились к совершенствованию историко-геологического метода в стратиграфии.

Важный шаг вперед в этом отношении сделал Н. С. Шатский (1945, 1952 a, б, 1960, 1963 a, б). В своих работах, направленных на выделение и обоснование стратиграфической самостоятельности рифея, он показал значение для расчленения докембрия формационного анализа супракрустальных комплексов и восстановления крупных этапов истории главных геотектонических элементов.

При выделении рифея Н. С. Шатский (1945) придавал определенное значение крупным перерывам, следующим за важнейшими эпохами складчатости, но ведущими критериями считал «типы платформенных и геосинклинальных формаций, соотношения между ними в пространстве и во времени, а также закономерности в смене крупных складчатых периодов в развитии Земли» (Шатский, 1952а, стр. 28). Рифей, согласно Н. С. Шатскому, обнимает все отложения, лежащие между иотнием и кембрием, и наиболее полон в прогибах, обрамляющих платформы (в миогеосинклиналях). Здесь рифейские отложения образуют единую историческую группу формаций — от нижних сланцевых серий со следами «начального вулканизма» до верхних моласс, появление которых связывалось с байкальской складчатостью. Это формационное единство, с точки зрения Н. С. Шатского, определяло стратиграфическое единство рифея и позволяло рассматривать его как отложения эпохи существования байкальских геосинклиналей.

Полемизируя с Б. С. Соколовым, придававшим исключительное стратиграфическое значение моменту начала формирования позднедокембрийской части чехла древних платформ, Н. С. Шатский настапвал на том, что моделью для решения вопросов стратиграфии рифея должны служить миогеосинклинальные толщи, так как на плитах присутствуют только те или иные верхние горизонты рифея. Развивая эту мысль, Н. А. Штрейс (1960) пришел к выводу, что в Казахстане, как, вероятно, и в других областях палеозоид, дорифейские отложения не обнажаются. Рассмотренный подход, по мнению Н. С. Шатского (1963 б), доказал стратиграфическую самостоятельность рифея, но не решил вопроса о нижней его границе, что нашло свое выражение в существовании различных взглядов на соотношения рифея с иотнием и ятулием (Гарань, 1946; Шатский, 1952 а, б, 1963 б; Келлер, 1952, 1964; Стратиграфия СССР, 1963; Салоп, Мурина, 1970). Путь решения этого вопроса Н. С. Шатский видел в формационном анализе докембрийских толщ.

С близких позиций к общему расчленению докембрия подходили некоторые австралийские и канадские геологи, считавшие, что среди прочих историко-геологических критериев ведущее значение имеет анализ строения наиболее представительных разрезов слоистых серий. Этот критерий был положен в основу расчленения верхнего, а затем и всего протерозоя Австралии (Mawson, Sprigg, 1950; Sprigg, 1952; Thomson et al., 1964; McDougall et al., 1965; Dunn et al., 1966) и обоснования общего двучленного деления докембрия Канады (Wilson, 1958; The Proterozoic in Canada, 1957).

Новые радиогеохронологические данные внесли существенные коррективы в рассмотренные построения и, самое главное, поставили под сомнение вывод о единстве рифея, последовательно отстаивавшийся Н. С. Шатским и его последователями.

Действительно, исходя из структурных соотношений, одни исследователи проводили над бурзянской серией, принимавшейся за тип нижнего рифея, и ее аналогами стратиграфическую границу очень высокого ранга (Олли, 1959; Салоп, 1960, 1964 а. б; Головенок, 1964; Нужнов, 1968; и др.), а другие исключали из состава рифея наиболее высокие слои типового разреза и синхроничные толщи, которые рассматривали как условно нижнекембрийские, а позднее — как вендские (Келлер, 1952, 1964, 1966 а; Б. С. Соколов, 1958, 1964; и др.). С другой стороны, радиогеохронологические данные позволили показать, что в возрастных рамках рифея помимо завершающей его байкальской складчатости существовали две более древние самостоятельные эпохи складчатости с возрастом около 1400 и 1100 млн. лет, по крайней мере с одной из которых связывалось замыкание геосинклинальных систем и наращивание площади платформ (Салоп. Штрейс, 1964; Муратов, 1965; 1964 б: Тугаринов, Войткевич, 1966: А. А. Богданов, 1967, 1969; и др.). Аналогичным образом такие подразделения, как синий и аделаида, выделенные на основании анализа строения слоистых серий, оказались рассеченными на две части эпохой тектономагматической активности с возрастом около 1100 млн. лет.

В защиту вывода о стратиграфическом единстве рифея приводились данные о развитии крупных тектонических структур и палеогеографической обстановки на территории СССР в позднем докембрии (Келлер, Крац, Неелов, 1968; Келлер, Королев и др., 1968), анализ крупной периодичности в тектонической жизни Земли (Штрейс, 1964; Меннер, Штрейс, 1971), а также палеонтологические данные (см. гл. II). Тем не менее до настояцего времени существуют серьезные противоречия между стратиграфическими схемами, опирающимися на анализ строения наиболее представительных разрезов верхнего докембрия, с одной стороны, и исходящими из анализа изотопных данных о возрасте этапов тектоно-магматической акгивности — с другой.

Успехи радиогеохронологии, достигнутые к началу 60-х годов, существенно укрепили мнение о том, что универсальным методом расчленения докембрия является метод выделения крупных тектонических (тектономагматических) циклов, или эпох, в течение которых происходит заложение, развитие и замыкание определенных геосинклинальных систем и которые, следовательно, заканчиваются завершенными складчатостями. Последние как бы создают жесткий возрастной каркас, в ячеях которого располагаются те или иные супракрустальные комплексы. Обоснование этой точки зрения можно найти в ряде публикаций (Виноградов, Тугаринов, 1961, 1964, 1968; Салоп, 1964а, 1968б, 1969; Палей, 1965; Тугаринов, Войткевич, 1966; Семихатов, 1966; А. А. Богданов, 1967, 1969; Обручев и др., 1967; Геохронология докембрия..., 1968; Stockwell, 1961, 1964а, 6; Goldich et al., 1961; Goldich, 1968; и др.). Основой подобного подхода являются теория стадийности и необратимости развития земной коры и выводы об общей синхроничности на широких площадях важнейших тектонических событий прошлого.

Тектонические (тектоно-магматические) циклы при разборе метолических вопросов различные авторы предлагали выделять на основании широкого спектра геологических данных — анализа состава и последовательности формаций слоистых серий, структурных и стратиграфических несогласий, обособления этапов метаморфизма и интрузивного магматизма. изучения конгломератов и использования радиогеохронологических материалов. На практике, однако, геологический анализ при выделении тектонических эпох стал постепенно в той или иной мере подменяться простым суммированием данных об изотопном возрасте интрузивных и метаморфических пород и эти данные сами по себе начали использоваться для расчленения докембрия (см. гл. II). Следствием этого явилось постепенное изменение понимания главных подразделений докембрия: их содержанием становились не определенные комплексы супракрустальных пород, как это было ранее (Van Hise, 1908; Sederholm, 1932; Alcock, 1934; Шатский. 1945. 1952а, б; и др.), а отрезки времени, разделяющие смежные эпохи складчатости. Эта тенденция, закрепившаяся после внедрения ралиогеохронологических данных в стратиграфию докембрия, привела к постепенному разрыву между методом расчленения и его объектом — слоистыми толщами. В результате родилось и окрепло мнение о том, что построение геохронологической шкалы в докембрии должно предшествовать созданию стратиграфической шкалы.

Принятие тектонических циклов в качестве универсальной основы общего расчленения докембрия неминуемо означало признание геологической одновременности и планетарности важнейших событий прошлого, или, говоря словами Л. И. Салопа (1960, стр. 124), «приуроченности проявлений диастрофизма к сравнительно небольшому интервалу времени на границах больших эпох в истории Земли». Подобные выводы, сформировавшиеся в значительной мере под влиянием идей Г. Штилле, неоднократно подвергались критике ведущих тектонистов, и им противопоставлялись выводы о миграции фаз и эпох складчатостей во времени и пространстве (Шатский, 1951; Тектоническая карта СССР..., 1957; Яншин, 1965; Тектоника Евразии, 1966), об асинхронности развития Тихоокеанского и Атлантического сегментов (Богданов, 1969), северного и южного полушарий (Штрейс, 1964), о скольжении границ крупных структурно-вещественных комплексов во времени (Борукаев и др., 1969, 1970) и т. п. Тем самым. казалось бы, выбивалась почва из-под всяких широких стратиграфических построений, опирающихся на историко-геологический метод.

Между тем этим методом в разрезах разных регионов была установлена последовательность напластования докембрийских толщ, выявлены определенные переломные моменты в ходе геологической истории этих регионов, а в некоторых случаях и показано общее сходство вертикальных формационных рядов удаленных разрезов. Однако уверенная межрегиональная и тем более межконтинентальная их корреляция лежит далеко за пределами возможностей метода.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Особенности состава отложений широко используются при выделении и корреляции подразделений местных и региональных стратиграфических шкал как докембрия, так и фанерозоя. В докембрии, однако, делались неоднократные попытки использовать те же особенности для широких стратиграфических построений. Так, еще в первых схемах общего расчле-

нения докембрия Канадского щита (Emmons, 1888; Van Hise, 1908) отличиям в составе архейских и протерозойских толщ области Великих озер придавалось универсальное значение. Накопленные позднее эмпирические факты о различии состава разновозрастных слоистых комплексов докембрия нашли свое истолкование в общей эволюции литогенеза в истории Земли (Н. М. Страхов, А. П. Виноградов, А. Б. Ронов, Дж. Петиджон и др.), создавшей теоретические предпосылки для стратиграфического использования этих различий. Определенные тенденции в распределении по разрезу докембрия раньше других были установлены для осадочных железных руд, карбонатных пород, ассоциации основных эффузивов с граувакками и кварцитами. Эти данные позволили поставить вопрос о применимости литологического критерия для разграничения протерозоя и палеозоя (Шатский, 1952б), архея и протерозоя (Wilson, 1952, 1957) и более общие вопросы об изменении состава супракрустальных комплексов по разрезу докембрия в масштабе континентов (Салоп, 1960, 1964а) и о сходстве крупных одновозрастных комплексов докембрия различных питов в Евразии (Палей, 1965). В этой связи нужно, однако, подчеркнуть лва момента. Во-первых, литолого-петрографические особенности слоистых комплексов не могут служить обоснованием границ общих подразделений, так как мы можем говорить лишь об общей тенденции в размещении некоторых формаций, а, во-вторых, возрастное значение подобных тенленций строго было доказано только после применения радиогеохронологических ланных (Салоп, 1964а, 19686; Ронов, 1964; Виноградов, Тугаринов, 1968, 1970; Cloud, 1968; Trendall, 1968; и др.).

В пятидесятые годы нашего века делались попытки выявить типоморфные формации и для более дробных подразделений докембрия и на основе этого подойти к трехчленному делению рифея Урала и Русской платформы (Келлер, 1952) или к двучленному его расчленению в пределах платформ и миогеосинклиналей северного полушария (Келлер, Хоментовский, 1958, 1960). Современные данные внесли весьма существенныс коррективы в эти построения.

Более обычным в 40-50-е годы было использование литостратиграфических данных для межрегиональных корреляций. Суммируя опыт нодобных работ, Б. М. Келлер (1952) писал, что для таких целей можно опираться на 6 критериев: 1) сходную последовательность напластования пород; 2) сравнение свит, группирующихся в серии; 3) отдельные характерные типы горных пород и их сочетания, имеющие характер маркирующих горизонтов; 4) следы древнего оледенения; 5) степень регионального метаморфизма; 6) интрузивные комплексы. Б. М. Келлер подчеркивал необходимость комплексного использования этих критериев, но ведущее значение придавал второму из них, отмечая, что «расчленение протерозоя — это по существу выделение серий».

Подобные же критерии расчленения и корреляции докембрия приводили Гроут и его соавторы (Grout et al., 1951). Примером применения этих критериев на практике может служить работа В. И. Драгунова (1958а), направленная на корреляцию верхнего докембрия (синия) различных районов Сибири и Китая. При расчленении этих отложений на два «отдела» В. И. Драгунов опирался, однако, не на литологические критерии, а на существовавшие в то время данные о распределении строматолитов. Хотя эти данные ныне требуют радикального уточнения, общая закономерность в распределении некоторых характерных групп была правильно подмечена В. И. Драгуновым. Поэтому при сопоставлении разрезов, содержащих эти ископаемые, он избежал тех крупных ошибок, которые сделал при корреляции только по литологическим признакам (например, сопоставление маастахской свиты юдомского возраста с нижнерифейской котуйканской и др.). Этим подчеркивается значение даже самых грубых палеонтологических данных для уточнения межрегиональных литостратиграфических построений.



Рис. 2. Объем осадочных циклов рифея Сибири

1-5 — преобладающий состав пород: 1 — песчаный, алеврито-песчаный, 2 — песчано-глинистый, алеврито-глинистый, 3 — глинистый, 4 — глинисто-карбонатный, 5 — карбонатный; 6 — рифейские интрузивные образования; 7—10 — изотопный возраст, млн. лет: 7 — К-Аг метод по глаукониту, 8 — то же, из аналогов данной толщи, 9 — К-Аг метод по валовым пробам эффузивов, 10 — U-Th-Pb метод по минералам кристаллических пород; 11—13 — стратиграфические границы: 11 — нижнего и среднего рифея, 12 — среднего и верхнего рифея, 13 — верхнего и термитального рифея; 14, 15 — максимальные мощности: 14 — обломочных членов циклов, 15 — карбонатных, глинисто-карбонатных и глинистых членов циклов; 16 — дорифейские образования

Комплексы строматолитов: І — нижнерифейский; ІІ — среднерифейский (ІІ₁ — светлинская, ІІ₈ — ципандинская, ІІ₈ — лахандинская ассоциации); ІІІ — верхнерифейский; ІV — юдомский. В разрезе Енисейского кряжа не изображена ослянская серия, залегающая в Ангаро-Питском смнклинории между тунгусикской и тасеевской сериями Региональным литостратиграфическим комплексам докембрия до недавнего времени нередко произвольно придавали более широкое значение, индексируя их как нижний, средний, верхний протерозой и т. п. (Кратц, 1955, 1963; Обручев, 1958б, 1963б). Тем самым эти подразделения, общие по названию, на деле превращались в местные литостратиграфические единицы и лишались конкретного содержания, что и привело к широко распространенному мнению о невозможности их дальнейшего использования в стратиграфических шкалах (Gill, 1955; Меннер, 1960; Салоп, 19686; Rankama, 1970a; и др.).

Литологический метод корреляции докембрия с общих позиций критиковал Н. А. Штрейс (1960, стр. 56), подчеркивая, что «сама сущность метода исключает резкие фациальные изменения, несомненно существующие в докембрии». Более надежные результаты, согласно Н. А. Штрейсу, дает сопоставление разрезов по сериям, которые отвечают естественным циклам тектонического развития, проявлявшимся в определенных возрастных рамках и охватывавшим «огромные площади».

Стремление опереться на серии при межрегиональной корреляции протерозоя объясняется тем, что крупная ритмичность является характерной чертой большинства платформенных и миогеосинклинальных разрезов этого возраста, а представления о простоте тектонического развития докембрия провоцировало использовать эту ритмичность для прямого сопоставления удаленных разрезов (Романова, 1960; Нужнов, 1968; Нужнов, Ярмолюк, 1968; и др.). Опыт, однако, показывает опасность подобного пути. Даже наличие палеонтологических и (или) радиогеохронологических реперов в кровле или в середине сравниваемых последовательностей свит нередко не спасает от стратиграфических ошибок, связанных со сравнением близких по строению, но различных по объему серий.

Удачным объектом для разбора вопроса о корреляционном значении и латеральной выдержанности серий является рифей Средней Сибири, имеющий ряд биостратиграфических реперов и значительное количество изотопных датировок по глаукониту. Соответствующие данные, изложенные во втором разделе работы, суммированы на рис. 2. Рассмотрение этого рисунка показывает, что отложения среднего и нижней части верхнего рифея Оленекского поднятия, Учуро-Майского района и Еписейского кряжа образуют три осадочных ритма, каждый из которых начинается терригенными, а заканчивается карбонатными породами или (Енисейский кряж) глинистыми, частично карбонатными сланцами. Имеющиеся определения изотопного возраста позволяют думать, что границы одноименных ритмов в трех названных регионах близко совпадают во времени и датируются 1200 ± 20 и 1050 ± 20 млн. лет, тогда как мощности и соотношения терригенных и карбонатных пород в ритмах от места к месту сильно изменяются. Те же три ритма прослеживаются в рифее Северо-Востока СССР (Комар и др., 1970). Тем не менее они не являются универсальными даже для Сибири. Так, в Туруханском районе возрастные аналоги третьего и четвертого из них сливаются воедино, а на Анабарском массиве разрез нижнего, среднего и верхнего рифея образуют единый крупный ритм, хотя отдельно его части и обнаруживают определенную специфику состава (Злобин, 1968). Отсутствие четких физических разделов в анабарском рифее тем более примечательно, что исходя из его структурной позиции было бы естественно ожидать в нем четкие рубежи, отвечающие моментам смены знака колебательных движений в смежных, более погруженных регионах.

Все сказанное приводит к выводу, что без радиологического или палеонтологического контроля уверенная межрегиональная корреляция по сериям невозможна, так как без такого контроля всегда остается опасность сопоставить серии разного объема или «шагнуть через ступеньку», сравнив разновозрастные, но сходно построенные серии. При наличии же корректирующих данных палеонтологического и радиологического мето-



дов увязка по сериям может способствовать значительной детализации межрегиональных сопоставлений.

Корреляция удаленных разрезов нередко обосновывается также сопоставлением отдельных маркирующих горизонтов. Однако на этом пути в еще большей мере существует опасность сравнить сходные по составу или генезису, но разновозрастные толщи. Классический пример в этом отношении дает история изучения надсерии Белт США. Корреляция ее восточных и западных разрезов долгое время базировалась на ошибочном (Smith, Barnes, 1966) отождествлении единственного карбонатного горизонта западных разрезов (серия Пиган) с нижним (Ньюланд) из двух полобных горизонтов (Ньюланд и Хелена) восточных районов (С. L. Fenton. M. A. Fenton, 1937; Ross, 1956, 1963). При поисках аналогов Белта в канадских разрезах один из наиболее авторитетных его исследователей — Росс - решающее значение придавал увязке горизонта основных лав, залегающего в верхней части Белта, с петрографически сходным горизонтом Айрин в серии Виндермер Канады. Новые данные показали, что эти две вулканогенные толщи разделены отрезком времени по крайней мерс в 300 млн. лет.

Более надежные результаты при корреляции получаются в том случае, если в качестве маркера выбирается толща, отвечающая специфичному этапу развития обширной территории. Таковы, например, кокчетавские кварциты Центрального и Северо-Западного Казахстана (Зайцев и др., 1966; Богданов и др., 1970), которые отвечают этапу установления выровненных (согласно Ю. А. Зайцеву, платформенных) условий весьма обширного региона и, видимо, имеют свои аналоги на Северном Тянь-Шане (джельдысуйская свита) и на Южном Урале (зильмердакская свита).

Широкую популярность среди геологов приобрели взгляды о большом стратиграфическом значении докембрийских тиллитов. Будучи связаны с крупными цалеоклиматическими изменениями, тиллиты теоретически представляют собой прекрасный стратиграфический репер. Однако на пути его использования стоят две трудности. Во-первых, далеко не все тиллоиды представляют собой ледниковые образования, а псевдотиллиты, естественно, не могут иметь широкого стратиграфического значения. Во-вторых, как тиллиты, так и все тиллоилы вообще широко распространены по разрезу докембрия (Чумаков, 1964; Harland, Rudwick, 1964). Примеры серьезных промахов в корреляции, основанных на представлениях об узкой стратиграфической приуроченности этих пород к верхней части докембрия, приведены Н. М. Чумаковым (1964). Иначе говоря, как и в случае с эпохами складчатости, сама многочисленность горизонтов тиллоидов и тиллитов делает неопределенной задачу их межконтинентальной и даже межрегиональной корреляции без привлечения каких-либо других методов датирования. Что же касается тиллитов, связанных с единым покровным оледенением, то они являются надежным маркирующим горизонтом, позволяющим в ряде случаев уточнить корреляцию весьма удаленных разрезов (Чумаков, 1971).

Компленсы строматолитов (в кружках) и микрофитолитов (без кружков): II — среднерифейский; III — верхнерифейский (III₁ — нижней части верхнего рифея, III₂ — верхней части верхнего рифея); IV — юдомский, III + IV — смешанный верхнерифейский и юдомский

Рис. З. Возрастное положение рифейских тиллитов Европы, Австралии и Африки

^{1 —} тиллиты; 2 — тиллоиды; 3—5 — стратиграфические границы: 3 — кембрия и терминального рифея, 4 — терминального и верхнего рифея, 5 — верхнего и среднего рифея; 6—10 — изотопный возраст, млн. лет: 6 — К-Аг метод по глаукониту, 7— Rb-Sr метод по валовым пробам (в том числе изохронный), 8 — U-Th-Pb метод по циркону, 9 — возраст движений, по данным Казна (Cahen, 1970), 10 — К-Аг метод по валовым пробам диабазов; 11, 12 — фауна: 11 — нижнекембрийская, 12 — эдиакарская; 13 — размыв и стратиграфический перерыв

Большой интерес представляют собой вопросы о том, в какой мере действительно синхронными являются наиболее широко распространенные докембрийские ледниковые горизонты различных континентов и каковы соотношения этих горизонтов с важнейшими биостратиграфическими границами. Эти вопросы приобретают особую остроту в связи с тем, что тиллиты предлагалось использовать для обоснования нижней границы кембрия или эокембрия (Zimmerman, 1960; Holtedahl, 1961; Harland, Rudwick, 1964), палеозоя (Cloud, 1968), либо особого еще неназванного хроностратиграфического подразделения докембрия (Dunn et al., 1971), а принятие за тип венда волыно-валдайских отложений Русской платформы (Б. С. Соколов, 1964, 1968) означает, что нижняя граница венда трассируется по подошве лапландских тиллитов.

Наиболее строго затронутые вопросы решаются для лапландского оледенения. Как показал Н. М. Чумаков (1971), оно приурочено примерно к средней части терминального рифея и имеет возраст порядка 650 млн. лет (рис. 3). Видимо, к тому же уровню относятся тиллиты Жбелия Сахары, которые французскими геологами давно коррелируются со скандинавскими. Последние радиогеохронологические данные, недавно суммированные П. Данном с соавторами (Dunn et al., 1971), говорят о том, что близкий возраст имеют тиллиты Эган в Северо-Западной и тиллиты Ерилина в Южной Австралии. Шире распространенные на этом континенте более древние тиллиты, залегающие в основании серий Кунианди и Дуэрдин на северо-западе и серии Амберетана и ее аналогов на юге и в центре материка, судя по палеонтологическим и радиологическим данным, принадлежат средней части позднего рифея и имеют возраст порядка 750 млн. лет (Dunn et al., 1971) или несколько более.

Те же данные позволяют сопоставить с ними тиллиты Большого конгломерата Экваториальной Африки и их аналоги в Юго-Западной Африке. Видимо, к верхнему рифею относится п тиллит Малого конгломерата (Cahen, 1970).

Таким образом, на различных континентах действительно присутствуют в той или пной мере синхроничные горизонты тиллитов (см. рис. 3), но их идентификация требует привлечения палеонтологических и (или) радиогеохронологических данных и ни один из этих горизонтов в настоящее время не может быть отождествлен с каким-либо биостратиграфическим рубежом в верхней части докембрия.

Работами последних лет выявлено также высокое корреляционное значение площадных кор выветривания и связанных с ними континентальных отложений, которые оказываются выдержанными в межрегиональном масштабе и маркируют собою эпохи завершения крупных геотектонических циклов (Мац и др., 1969; Сидоренко, Чайка, 1970). Излагаемые ниже матерпалы по протерозою различных континентов подтверждают и развивают этот вывод.

Итак, историко-геологический метод позволяет в отдельно взятых регионах выявить переломные моменты геологической истории, но без привлечения дополнительной информации не дает возможности строго доказать одновозрастность подобных моментов в межрегиональном и тем более в межконтинентальном масштабе. Эта одновозрастность на основании историко-геологических данных обычно принимается только как более пли менее достоверное допущение, исходящее из сходства состава, последовательности и структурного положения ряда слоистых комплексов. Но такое сходство могло быть объяснено, а в ряде случаев и объяснялось существованием одинаковых, но разновозрастных стадий развития крупных структур. Поэтому вполне понятно было стремление сравнивать разрезы докембрия одноименных структурных элементов, но и здесь при корреляции нередко совершались крупные стратиграфические ошибки. Что же касается регионов «сквозного» развития, то к ним рассматриваемый метод по существу оказался неприменим.

Отмеченные слабые стороны историко-геологического метода, особенно ярко выявившиеся в первые послевоенные годы, послужили причиной скептических оценок его возможностей в стратиграфии. Лишь с ростом радиогеохронологической информации удалось независимыми путями доказать, что в удаленных районах различных континентов действительно имели место определенные геологические события, приуроченные к узким возрастным рамкам. С другой стороны, развитие знаний показало, что при наличии несомненной индивидуальности в развитии крупнейших сегментов Земли в их пределах устанавливаются отзвуки завершенных складчатостей соседних сегментов (Богданов, 1969; Меннер, Штрейс, 1971). Все это и определяет возможности историко-геологического метода в стратиграфии докембрия - применимость его для расчленения отложений на крупные естественные комплексы. Что же касается уверенной телекорреляпии последних, то она лежит за пределами возможностей рассматриваемого метода и требует привлечения палеонтологических и (или) радиогеохронологических данных.

В заключение отметим, что, несмотря на значительные ограничения рассматриваемого метода в стратиграфии докембрия, именно им были достигнуты первые успехи в расчленении и корреляции протерозоя, которые создали необходимые предпосылки для быстрого прогресса в данной области, связанного с внедрением в практику работ по докембрию радиологического и палеонтологического методов.

Глава II

РАДИОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД В СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ

За последние 20-25 лет сфера применимости радиологических методов определения возраста резко расширилась: ныне она включает не только уран-содержащие минералы и свинцовые руды, как это было вплоть до конца 40-х годов текущего столетия, но и широко распространенные породообразующие минералы и горные породы. Это привело к интенсивному проникновению радиогеохронологии в различные отрасли наук о Земле, вызвав переоценку ряда старых идей и генерацию новых гипотез в различных ветвях геологии. Вместе с тем проникновение радиологических методов в геологию породило широко обсуждаемую ныне проблему интерпретации геологического значения цифр «абсолютного» возраста, отношение к которым со стороны геологов, говоря словами С. Мурбата (1967, стр. 279), «колебалось от некритического сверхэнтузиазма до недоверия и отрицания».

Все изотопные датировки горных пород и минералов вне зависимости от метода их получения, с точки зрения стратиграфа, делятся на две неравноценные группы: 1) датировки, которые дают информацию о возрасте слоистых комплексов; они получаются обычно по относительно слабо метаморфизованным и неметаморфизованным образованиям; 2) датировки кристаллических пород, которые определяют только пределы возраста ¹ супракрустальных комплексов.

¹ Во избежание путаницы в стратиграфическом и математическом понимании значений «нижний предел» и «верхний предел» мы будем называть стратиграфически нижний предел возраста максимальным, а стратиграфически верхний — минимальным.

Основная масса имеющихся ныне изотопных определений получена по интрузивным и метаморфическим породам и обычно интерпретируется как отражающая возраст эпох складчатости и интрузивной активности, завершающих крупные тектонические циклы. Идея использования таких эпох в качестве стратиграфических рубежей восходит к рассмотренным выше историко-геологическим построениям, но только радиогеохронология позволила ей встать на прочную основу.

Попытки использования радиогеохронологических данных для выделения эпох тектоно-магматической активности и их идентификации в удаленных районах делались уже сравнительно давно (Schuchert, Dunbar, 1933; Holmes, 1937). Из-за несовершенства аналитической методики эти попытки ныне представляют лишь исторический интерес, но они дали новое направление полемике о дискретности или непрерывности тектономагматических проявлений в истории Земли. Накопление аналитически надежных радиологических датировок позволило в конце 50-х годов подойти к этой проблеме на новом уровне. Рассмотрение таких датировок показало, что они распределяются на шкале геологического времени не равномерно, а тяготеют к определенным ее отрезкам, которые разделяются депрессиями на гистограммах распределения датировок по отношению к возрасту. Эта эмпирическая закономерность, одним из первых подмеченная А. И. Тугариновым (1956, стр. 20), приведа его к выводу о том, что «почти все изученные докембрийские континенты дают неопровержимые доказательства общности их геологической судьбы».

Статистическая обработка накопленных к 1959 г. радиогеохронологических данных привела Г. Гестила (Gastil, 1960) к аналогичным выводам и позволила ему показать, что статистические максимумы распределения датировок во времени хорошо совпадают на различных континентах. Сходные построения развивались и в других работах (Войткевич, 1959; Виноградов, Тугаринов, 1961, 1964, 1968, 1970; Салоп, 19646, 1968а, 6; Семихатов, 1964, 1966; Муратов, 1965; Goldich et al., 1961; Stockwell, 1961, 1964b; и др.). При этом М. В. Муратов (1965) доказывал, что в докембрии существовало пять главнейших или платформообразующих эпох складчатости, которые проявились в относительно узких возрастных рамках на различных континентах и вызвали коренную перестройку структурного плана складчатых систем. Тем самым подкреплялся вывод о планетарности и синхронности докембрийских эпох тектоно-магматической активности и, следовательно, о применимости их для общего расчленения криптозоя.

В противоречие с этими выводами пришел опыт составления крупных тектонических обобщений (Тектоническая карта..., 1957; Яншин, 1965; Тектоника Евразии..., 1966; Борукаев и др., 1969, 1970; Вопросы тектоники..., 1970). Согласно А. Л. Яншину, в фанерозое не существовало не только кратковременных изохронных фаз складчатости, но и не было «общепланетарных эпох тектонической активности или тектонического покоя, проявлявшихся в узких временных рамках» (Яншин, 1965, стр. 31). Для правильной оценки возникшего противоречия нужно напомнить, что возраст складчатости авторы Тектонической карты Евразии устанавливали по формационному признаку – по смене позднегеосинклинальных формаций нижней молассой. Это явление, как подчеркнул А. А. Моссаковский (1968), растягивалось в вариспидах Евразии на 50-70, а в каледонидах — на 150-180 млн. лет, будучи неодновременным не только в разных геосинклинальных областях, но и в разных зонах одной геосинклинальной системы (рис. 4А, Б). Что же касается следующей, горообразовательной стадии орогенного этапа, отличавшейся глыбовыми поднятиями, горообразованием и наземным вулканизмом, то она как в каледонидах, так и в варисцидах Евразии «начинается практически одновременно во всех геосинклинальных областях данного возраста, независимо от того.



Рис. 4. Стадии орогенного этапа развития каледонских (A) и варисцийских (B) складчатых областей и систем, по А. А. Моссаковскому (1968)

1 — главный геосинклинальный этап; 2 — стадия нижних морских моласс; 3 — горообразовае тельная стадия; 4 — стадия верхних континентальных моласс

как далеко они расположены относительно друг друга» (Моссаковский, 1968, стр. 136).

Радиологические данные позволили выявить синхроничность и более мелких событий фанерозойской истории разобщенных областей. М. М. Рубинштейн (1967) показал это в отношении главных этапов гранитообразования и метаморфизма различных континентов в отрезке времени от поздней перми до позднего миоцена и наметил подобное же явление в палеозое, где возрастающие по абсолютной величине ошибки измерения изотопного возраста и наложенные процессы несколько смазывают четкость получаемой картины. Планетарность этапа гранитообразования с возрастом 135— 140 млн. лет недавно отметил Г. Д. Афанасьев (1968).

Следовательно, хорошо обоснованные в возрастном отношении данные по фанерозою не только не дают предпосылок для априорных утверждений о том, что в докембрии (по аналогии с фанерозоем) не существовало синхронных планетарных событий, но и прямо свидетельствуют о их наличии в истории Земли. Следует, однако, оговориться, что ни одно из подобных событий, естественно, не охватывало всей поверхности планеты; о их планетарности можно говорить лишь в том смысле, что они проявлялись с той или иной интенсивностью в определенных возрастных рамках на ряде материков. Понимание планетарности в данном случае по существу не отличается от ее понимания применительно к единицам фанерозойской биостратиграфической шкалы. С другой стороны, в докембрии из-за значительной абсолютной величины ошибок измерений изотопного возраста «разрешающая способность» метода гораздо ниже, чем в фанерозое, и потому некоторые события протерозойской истории, которые ныне нам кажутся одновременными, в действительности, возможно, являются разновозрастными, но приуроченными к определенному сравнительно небольшому отрезку времени.

Этапы тектоно-магматической активности, выделяемые на основании анализа радиогеохронологических данных, по мнению большинства геологов, являются единственной реальной основой общего расчленения докембрия. В самом деле, планетарный характер подобных этапов, завершающих крупные тектонические циклы, открывает возможность не только межрегиональной, но и межконтинентальной корреляции разделенных ими слоистых комплексов, а самый способ обособления таких комплексов предопределяет их естественность и место в шкале. Однако этот путь имеет и ряд слабых сторон, которые уже частично освещались в литературе (Семихатов, 1966; Келлер, Семихатов, 1968; Stockwell, 1964b; Crook, 1966; Dunn et al., 1966).

1. При расчленении докембрия таким путем стратиграфический анализ нередко подменяется рассмотрением изотопных датировок, в результате чего выделяемые подразделения превращаются в категории геохронологические, не связанные с типовыми разрезами. Так, например, в тектонотипе эльсонской «складчатости», используемой в канадской схеме для отделения палеохеликия от неохеликия (Stockwell, 1964a, 1968), каких-либо вещественных выражений неохеликия вообще нет. В тектонотипе гренвилльской «складчатости», определяющей в той же схеме границу хеликия и хадриния, слоистые серии хадриния неизвестны, а хеликий развит крайне локально и неполно (см. гл. V). Иными словами, рассматриваемый путь ведет к созданию геохронологических шкал, лишенных адекватных стратиграфических шкал. Отсюда вполне логичным было утверждение о том, что общие подразделения докембрия вообще не должны быть связаны со стратотипами и что в качестве основных единиц расчленения могут быть выбраны произвольные отрезки времени равной продолжительности (Trendall, 1966; Goldich, 1968; Боровиков, Спижарский, 1965).

Эти взгляды в значительной мере исходили из представлений о том, что получаемые изотопными методами цифры являются цифрами «абсолютного» возраста. Выявленное в настоящее время влияние особенностей геологической истории горной породы на получаемые значения изотопного возраста равновесных минералов служит лишним доводом, что подразделения докембрия должны представлять собою стратиграфические категорин и в своей основе иметь систему типовых разрезов (стратотипы, гипо- и парастратотипы) подразделений и (или) их границ (Семихатов, 1966; Келлер, Семихатов, 1968; Stockwell, 1964b; Dunn et al., 1966; Vajner, 1967; Crook, 1966; Harland, 1968). В таком случае изотопная геохронология из самодовлеющего метода расчленения превращается в метод корреляции и датирования рубежей, установленных другими методами, а изменение наших представлений о длительности того или иного подразделения не может повлиять на изменение его стратиграфического объема. Достаточно показательна в этом отношении прошедшая за последние годы эволюция взглядов на продолжительность рифея и синия и на их соотношения между собой и с протерозоем.

2. Максимумы тектоно-магматической активности, обычно рассматриваемые как разделы смежных стратиграфических единиц, по своему геологическому смыслу являются не рубежами каких-либо этапов развития, а закономерным завершением одного из них. Поэтому методически правильнее относить стратиграфические границы не к стадии кульминации, а к моментам завершения эпох складчатости (Stille, 1944, 1958; Stockwell, 1964а; Богданов, 1969; Меннер, Штрейс, 1971). 3. При расчленении докембрия обычно принимают постулат об обязательной связи гранитного магматизма со складчатостью. Однако, как показали Гиллюли (Gilluly, 1966), Ю. А. Кузнецов, А. Л. Яншин (1967), Н. А. Штрейс и Г. И. Макарычев (1969), такая связь устанавливается не всегда и процесс формирования интрузивных и палингенных гранитоидов может продолжаться сотни миллионов лет после главной складчатости в условиях тектонических поднятий.

4. Длительность стадий кульминации тектоно-магматической активности, принимаемых в качестве стратиграфических рубежей, обычно устанавливают в соответствии со статистически наиболее часто повторяющимися значениями датировок. При таком подходе в статистическую обработку оказывается вовлеченным большое количество «омоложенных» цифр, что резко снижает реальную ценность гистограмм распределения изотопных датировок по отношению к возрасту (Салоп, 1963, 1964а; Моorbath. 1967) и по существу исключает возможность строгого их использования в стратиграфии. Подтверждением сказанному служит сравнение гистограммы Г. Гестила (Gastil, 1960) с составленной Б. Шубером (Choubert, 1967) на основании более обширного статистического материала и имеющей в целом более сглаженный характер. Между тем именно гистограммы породили господствующее ныне представление об исключительной длительности (150-300 млн. лет) этапов тектоно-магматической активности в докембрии и как следствие этого привели к неопрепеленности стратиграфических рубежей.

В связи со сказанным нужно остановиться на разборе процессов «омоложения» радиологических датировок. Им особенно подвержены наиболее обычные в практике К-Аг определения возраста по слюдам. Первоначально такие определения геологи относили ко времени кристаллизации породы. Ярким примером ошибок, сделанных на базе такого допущения, являются представления о верхнепалеозойском возрасте гнейсов и гранито-гнейсов Таймыра (Даминова, 1957), в действительности принадлежащих архею и (или) нижнему протерозою, о палеозойском возрасте метаморфизма и гранитоидов Восточно-Саянского антиклинория (Савельев, 1961), относящихся к докембрию, и др. Позднее геологи были вынуждены отказаться от такого допущения. Решающую роль в этом сыграли примеры постепенного изменения радиологического возраста вкрест простирания геологически единых комплексов (Long et al., 1959), случаи более древних датировок жильных образований по сравнению с вмещающими (Герлинг, 1961; Aldrich, 1958; Wetherill et al., 1961; Goldich et al., 1961), частая несогласованность цифр, вычисленных по равновесным минералам разными методами, и многочисленные примеры получения К-Аг дат, лежащих далеко за минимальным пределом возраста, определяемым геологически. Все это породило проблему интерпретации К-Аг датировок, которая затрагивается в ряде работ (Обручев, 1958а, 1965; Салоп, 1963; Герлинг, Лобач-Жученко, 1967; Рубинштейн, 1967; Мурбат, 1967; Геохронология докембрия Сибирской платформы..., 1968; Герлинг, Морозова, 1970; Baadsgaard et al., 1964; Aldrich et al., 1965; Hart, 1966; Hart et al., 1968; Harper, 1967; Moorbath, 1967; Pastels, 1968; Damon, 1968).

Сущность занижения радиологического возраста сводится к тому, что в объекте датирования под воздействием наложенных процессов нарушается соотношение радиоактивных и радиогенных изотопов либо этот объект после становления породы геологически ощутимое время остается в таких РТ условиях, в которых он является открытой системой по отношению к продуктам радиоактивного распада. Следовательно, пригодность калиевых минералов для K-Ar датирования можно определить исходя из величины энергии активации атомов Ar и понов твердого тела, обеспечивающей перемещение Ar по решетке минералов (Герлинг, Морозова, 1957, 1970; Герлинг, Кольцова и др., 1965). По экспериментальным



данным, эта энергия возрастает в ряду: биотит — мусковит — амфибол пироксен, в соответствии с чем возрастает и критическое для сохранности Аг значение температуры. Э. К. Герлинг и И. М. Морозова оценивают максимальную температуру, гарантирующую сохранность 99% Аг при прогреве в течение 10^s лет, для биотита в 208—263°, для мусковита — 440°, амфибола — 510—570°, пироксена — 670° С. Другие исследователь приводят несколько более низкие значения критической температуры для слюд (Evernden et al., 1960; Moorbath, 1967).

С экспериментальными данными хорошо согласуется практика перекрестного определения К-Аг возраста пород по биотит-мусковитовым и биотит-амфиболовым парам, каждая из которых равновесна и выделена из одного образца (Бурксер, Котловская, 1961, 1964; Герлинг, Кольцова, Яковлева, 1964; Геохронология докембрия Сибирской платформы..., 1968; Герлинг, Морозова, 1970; Hart, 1961; Hart et al., 1968; Aldrich et al., 1965; Baadsgaard et al., 1964; Wanless et al., 1965, 1967, 1970; Lowdon, 1961; Hanson, Gast, 1967; Giletti, 1971).

На рис. 5, по данным упомянутых работ, нанесены результаты определения возраста 120 подобных пар, принадлежащих разновозрастным докембрийским комплексам Европы, Сибири и Северной Америки. В большинстве из них возраст по биотиту меньше, чем по мусковиту и амфиболу, причем различие цифр, лежащее за пределами аналитической погрешности, не зависит от геологического возраста образца. Вместе с тем на графике имеется ряд близко совпадающих, но резко омоложенных датировок биотит-амфиболовых пар (например, полученные по архейским породам Станового хребта и своим появлением обязанные мезозойскому диафторезу; Глебовицкий и др., 1965), а также ряд датировок, в которых возраст по биотиту превосходит возраст по мусковиту или амфиболу. На их разборе мы остановимся ниже.

Материалы последних лет показали, что нарушение замкнутости К-Аг систем минералов очень часто происходит без заметных физических преобразований последних. В этой связи нельзя не вспомнить слова И. В. Старпка (1952, стр. 15), сказанные им применительно к датировкам гелиевым методом: «Понятие о сохранности минерала в данном случае не соответствует нашим обычным представлениям, основанным на визуальном микроскопическом наблюдении. Явление это оказалось более тонким и требующим более современных методов исследования».

Классическим примером, демонстрирующим рассматриваемые соотношения, является работа С. Харта и его коллег (Tilton, Hart, 1963; Hart et al., 1968) по изучению контактового ореола небольшого штока молодых (55 млн. лет) гранитов Эльдора, внедрившихся в докембрийские гнейсы с U-Th-Pb возрастом около 1600 млн. лет. Занижение К-Ar возраста отдельных минералов вокруг этого штока наблюдается в полосе до 2300 м (рис. 6), хотя оптическими и рентгеноструктурными приемами контактовое воздействие устанавливается в зоне не более 260—1000 м по инверсии микроклина в ортоклаз и в зоне не более 100—1000 м по переходу красно-коричневого биотита в коричневый.

Аналогичная картина искажения изотопных датировок минералов (рпс. 7) установлена вблизи габбрового массива Дулут в Миннесоте, который имеет изохронный Rb-Sr и U-Th-Pb возраст 1050 млн. лет и внедрился в породы с возрастом более 2600 млн. лет (Hanson, Gast, 1967). Более широкая зона омоложения по сравнению со штоком Эльдора объ-

Рис. 5. Соотношения К-Аг датировок биотит-мусковитовых и биотит-амфиболовых цар

¹⁻³ — биотит-амфиболовые пары: 1 — из архейских, 2 — из нижнепротерозойских, 3 — из верхнепротерозойских пород; 4-7 — биотит-мусковитовые пары: 4 — из архейских, 5 — из нижнепротерозойских, 6 — из верхнепротерозойских, 7 — из палеозойских пород; 8 — пределы ошибки $\pm 5\%$



Рис. 6. Кажущийся изотопный возраст различных минералов вблизи контакта со штоком Эльдора, по Харту и др. (Hart et al., 1968)

ясняется бо́льшими размерами массива Дулут и более высокими температурами основных магм по сравнению с кислыми.

Расчеты теплового потока, вызванного внедрением штока Эльдора, привели С. Харта и его соавторов к выводу, что искажения К-Аг возраста биотита начинаются при прогреве до 200—250° С, роговой обманкипри прогреве до 500—550° С (см. рис. 6). При региональном метаморфизме такие температуры достигаются соответственно в условиях цеолитовой и альмандин-амфиболитовой фации (Hart et al., 1968). Близкие оценки критических условий для сохранения К-Аг отношения дают на основании регионально-петрографических работ М. М. Мануйлова с соавторами (Геохронология докембрия Сибирской платформы..., 1968), В. А. Глебовицкий и др. (1965): омоложение биотита они отмечают в условиях зеленосланцевой фации, мусковита — в эпидот-амфиболитовой, а роговой обманки — в переходных условиях от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой.

Приведенные данные демонстрируют влияние прогрева пород на омоложение К-Аг датировок. Прогрев нередко связывают с развитием повторного метаморфизма (например, Long et al., 1959; Stockwell, 1961), но геологические данные показывают, что в ряде случаев эта модель не отвечает фактам. Большую популярность в последнее время приобрело иное объяснение омоложения К-Аг цифр (Обручев, 1958а, 1965; Салоп, 1963; Геохронология докембрия Сибирской платформы..., 1968; Нагрег, 1967; Moorbath, 1967; Pastels, 1968). Эту гипотезу наиболее подробно раньше других обосновал Л. И. Салоп (1963). Основную роль в омоложении цифр он отводит потере аргона без минеральных преобразований породы («криптометаморфизм») в сухих условиях в результате эпейрогенических погружений ниже критической геоизотермы. Получаемые К-Аг датировки слюд поэтому в общем случае нужно рассматривать как определяющие минимальный возрастной предел породы и относить к моменту «всплывания» данного блока земной коры выше критического уровня, который для биотита принимается примерно совпадающим с геоизотермой 200-300°.

В качестве иных причин смещения изотопных отношений выдвигались стрессы, возникающие под влиянием тектонических процессов (Рубинштейн, 1967), петростатическое давление (Салоп, 1963), складчатость, дифференциальные глыбовые движения (Глебовицкий и др., 1965). милонитизация и дробление пород. Роль последнего фактора подтвержпена экспериментально (Герлинг и др., 1961). Результатом является то, что одноименные калиевые минералы, выделенные из разновозрастных комплексов в пределах крупных блоков земной коры, показывают одинаковый К-Аг возраст, а различные минералы, выделенные из одной и той же породы в пределах данного блока, имеют разный K-Ar возраст (см., например, Кратц и др., 1968; Геохронология докембрия Сибирской платформы..., 1968). Понятно, что все подобные значения определяют только минимальный предел возраста. Сгущения биотитовых датировок, согласно М. М. Мануйловой и ее соавторам (Геохронология докембрия Сибирской платформы..., 1968, стр. 148), в Сибири «отвечают периодам консолидании складчатых областей, которым в докембрийских поясах соответствует образование верхнего орогенного структурного комплекса». Ниже мы увидим, что этот вывод подкрепляется материалами и по другим частям земного шара.

В соответствии с данными о сохранности Ar в минералах, оценивается пригодность валовых проб интрузивных п метаморфических пород для целей К-Ar датирования: кислые и средние их разности обычно дают омоложенные значения, как правило, более низкие, чем биотит (Полканов, Герлинг, 1961; Семенова, Монич, 1964: Goldich et al., 1961), а основные породы выступают как относительно более надежный объект (Герлинг, Кольцова, Яковлева, 1964). При этом, однако, надо иметь в виду то, что краевые зоны основных даек в некоторых случаях могут давать более высокие значения изотопного возраста, чем внутренние (Baadsgaard et al., 1964), а пироксенсодержащие разности нередко дают завышенные значения.

Более высокая энергия активации аргона в пироксенах по сравнению со слюдами и амфиболами, казалось бы, делает первые наиболее удачными объектами К-Аг геохронологии (Герлинг, Кольцова, Яковлева, 1964; Герлинг, Матвеева, 1964; и др.). Анализ равновесных пироксен-амфиболовых и пироксен-биотитовых пар, действительно, показал, что пироксены систематически дают более высокие значения возраста. Однако на пути их использования в стратиграфических целях возникают большие трудности, так как содержание калия в пироксенах очень низко и известны примеры появления в них избыточного аргона (Hart, Dodd, 1962; Афанасьев, Борисевич, 1966) и получения датировок, приближающихся к возрасту Земли либо превосходящих его. Поэтому К-Аг определения возраста пироксенов из дальнейшего рассмотрения в данной работе исключены.



Рис. 7. Кажущийся изотопный возраст различных минералов вблизи контакта с массивом Дулут, по Хансону и Гасту (Hanson, Gast, 1967)

Вернемся к тем биотит-мусковитовым и биотит-амфиболовым парам, для которых получены более высокие значения К-Аг возраста по биотиту (см. рис. 5, рис. 8). Это явление иногда объясняют хлоритизацией (Lowdon, 1961) либо гидратацией биотита и непропорциональной потерей им К и Аг в зоне гипергенеза (Афанасьев, 1970), тогда как другие считают выветривание биотита причиной уменьшения получаемых значений его возраста (Goldich, Gast, 1966). Однако в некоторых случаях качество проанализированного материала исключает подобные объяснения. В этой связи рассмотрим три примера.

1. Определение К-Аг возраста биотит-мусковитовых пар, выделенных из палеозойских сланцев и гнейсов Альп, испытавших повторный метаморфизм в третичное время. В 20 парах из 23 вычисленные значения воз-



Рис. 8. Соотношения К-Аг датировок биотит-мусковитовых пар палеозойских пород Альп, по данным Бревера (Brewer, 1969)

1 — К-Аг возраст биотит-мусковитовых пар; 2 — изохронный Rb-Sr возраст пород, заключающих датированные слюды

раста по биотиту оказались выше, чем по мусковиту (см. рис. 8), и как те, так и другие превосходят изохронные Rb-Sr датировки, обнаруживая пропорциональное искажение возраста (Brewer, 1969).

2. Распределение датировок вблизи фронта Гренвилл в Канаде. Общая картина изменения кажущегося Rb-Sr возраста мусковита и биотита и К-Ar возраста мусковита (рис. 9) близка здесь к описанной в контактовых зонах штока Эльдора и массива Дулут и отвечает теоретическим моделям. В отличие от этого K-Ar возраст биотита показывает резкую аномалию в распределении, местами значительно превосходя изохронную Rb-Sr датировку пород и достигая 3925 млн. лет¹ (Wanless et al., 1970).

3. Изменения кажущегося К-Аг возраста биотита и роговой обманки метаморфических пород в архейских гнейсах юго-западной Монтаны, претерпевших раннепротерозойский высокотемпературный метаморфизм (Giletti, 1971). На расстоянии нескольких миль датировки биотита возрастают здесь от 1690—1950 до 2940—3370 млн. лет, но затем на протяжении 1 мили падают до 1785 млн. лет. На том же протяжении Rb-Sr возраст биотита довольно стабилен (1700—1810 млн. лет), а K-Аг возраст роговой обманки, выделенной из тех же образцов, что и биотит, обычно колеблется в пределах 1800—1970 млн. лет.

Датированные минералы в разбираемых примерах равновесны и при высоком содержании К не обнаруживают ни селективной его потери, ни корреляции между его количеством и возрастом. Все сказанное привело авторов цитированных работ к выводу, что описанные аномалии в распределении К-Аг возраста объясняются избыточным аргоном. Его количество в биотите в соответствии со значением коэффициента диффузии оказывается наибольшим (Brewer, 1969; Wanless et al., 1970; Giletti, 1971).

Возможно, что в близкой сфере лежит объяснение и некоторых других аномально высоких К-Аг определений, в частности отдельных датировок амфиболов и основных пород протерозоя Карелии. Здесь для нижнепротерозойских (лопских, по Кратцу, 1963) метаморфических толщ наряду с основной массой омоложенных значений получены единичные цифры, достигающие 2830—2850 млн. лет (по амфиболам), а для постлопских метабазитов имеются определения 2640—3100 (по амфиболам) и

¹ Все приводимые в работе определения K-Ar и Rb-Sr возраста, за исключением особо оговоренных, пересчитаны в соответствии с принятыми в СССР значениями: $\lambda_k = 0.557 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$ и $\lambda_{Rb} = 1.39 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$.



Рис. 9. Распределение кажущихся изотопных возрастов вблизи фропта Гренвилл, по Уаплессу и др. (Wanless et al., 1970)

1-2 — К-Аг возраст: 1 — по биотиту, 2 — по мусковиту; 3-4 — Rb-Sr возраст: 3 — по биотиту, 4 — по мусковиту. Цифры на схеме — номера датированных образдов. $\lambda_{\mathbf{k}} = 0,584 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹ $\lambda_{\mathbf{Rb}} = 1,47 \cdot 10^{-11}$ лет⁻¹

3150 млн. лет (по валовой пробе) (Герлинг, Глебова-Кульбах и др., 1965; Геология и петрология..., 1969). В связи с этими цифрами нужно подчеркнуть два обстоятельства. Во-первых, основные интрузии Восточно-Финляндской зоны, для которых получены рассматриваемые цифры, по геологическим данным, являются более поздними, чем постлопские гранитоиды, имеющие изохронный Rb-Sr возраст 2190 млн. лет. Во-вторых, сами лопские толщи изохронным Rb-Sr методом датированы 2270 млн. лет и предваряются гранитами с возрастом 2600—2800 млн. лет (U-Th-Pb и изохронный Rb-Sr методы). Правда, некоторые амфиболы в постлопских гранитах также имеют K-Ar датировки, близкие к 2500 млн. лет, но они превосходят Rb-Sr изохронные определения возраста тех же пород. Амфибол в последних, согласно К. О. Кратцу и С. Б. Лобач-Жученко, «кристаллизуется, замещая биотит, и тем самым является более поздним по отношению к биотиту и одновременным с микроклином» (Геология и петрология..., 1969, стр. 20), который имеет Rb-Sr возраст 2200 млн. лет, совпадающий с изохронным.

Отдельные очень древние К-Аг датировки (до 3000 млн. лет) в Карелии имеются и по габбро-диабазам, прорывающим ятулийские отложения. Эти цифры превосходят не только Rb-Sr определения возраста самого ятулия, но и перечисленные выше U-Th-Pb и Rb-Sr определения доятулийских образований.

Все сказанное ставит нас перед альтернативой: признать отдельные очень «древние» К-Аг датировки амфиболов, слюд и валовых проб базитов реальными (реликтовыми), сохранившимися от омоложения в особых локальных условиях (Салоп, 1970), или же трактовать эти цифры как завышенные, не отражающие возраста реальных геологических событий. В первом случае нам придется признать, что К-Аг датировки. вылающиеся из общей выборки в большую сторону, являются более надежными и точнее отражающими возраст, чем изохронные Rb-Sr и U-Pb определения. Как теоретические модели, так и опыт датирования докембрийских объектов говорит против такого допущения. Поэтому я рассматриваю обсуждаемые К-Аг цифры как завышенные. Анализ дискутируемых ныне вопросов об источнике избыточного аргона и возможности его захвата минералами (Герлинг, Морозова, 1970; Афанасьев, Борисевич, 1966; Афанасьев и др., 1970) выходит далеко за рамки данной главы. В этой связи, однако, обращает на себя внимание, что по крайней мере часть аномально высоких К-Аг датировок приурочена к зонам глубинных пазломов.

Rb-Sr определения возраста минералов также подвержены искажению под влиянием посткристаллизационных процессов. Изучение контактовых ореолов (Hart et al., 1968; Hanson, Gast, 1967), поясов радиологического омоложения (Aldrich et al., 1965; Геохронология докембрия Сибирской платформы..., 1968) и статистическое сравнение датировок слюд, полученных разными методами (Герлинг, 1961), показало известный параллелизм в поведении Rb-Sr и K-Ar датировок одноименных слюд, хотя первые в каждом данном случае и оказываются сдвинутыми в сторону больших значений. Следовательно, условия, критические для сохранения Rb/Sr и K/Ar отношений, оказываются близкими и совпадение K-Ar и Rb-Sr датировок одноименных слюд не есть доказательство истинности полученных цифо, как это иногда принимается (Тугаринов, Войткевич, 1966, 1970). В палеозойских образованиях Альп, повторно метаморфизованных в альпийское время, искажение Rb-Sr возраста биотита пачинается уже в стильпномелановой зоне и для кислых пород заканчивается в хлоритоидной, тогда как мусковит в обеих этих зонах сохраняет доальпийские значения Rb-Sr возраста и испытывает их омоложение в пределах изограды кианита (Йегер, 1971). Дополнительные трудности в использовании биотита для Rb-Sr геохронологии создают его высокие катионно-обменные свойства в зоне гипергенеза, результатом чего может быть значительный вынос Sr подземными щелочными водами при сохранении Rb и K-Ar отношения (Герлинг, Ященко и др., 1964; Горохов, 1970: Goldich. Gast. 1966).

Определения Rb-Sr возраста ряда минералов, равновесно существующих в породе, обычно приводит к получению спектра значений кажущихся возрастов (рис. 10, Wetherill et al., 1968; и др.) вследствие миграции изотопов между минералами под влиянием наложенных процессов. Небольшие масштабы такой миграции позволяют трактовать относительно крупные образцы горных пород как системы, замкнутые в отношении Rb и Sr, и получать по ним значения возраста, более близкие к истинным, чем по отдельным минералам. Наиболее надежные результаты получаются при применении графических методов обработки Rb-Sr определений. Эти методы позволяют в ряде случаев исключить влияние выноса радиогенных изотопов на величину вычисленного возраста и обойти труд-







Рис. 10. Сравнение Rb-Sr датировок различных минералов, выделенных из одной породы

Ві — биотит; Мя — мусковит; Chl — хлорит; Amf — амфибол; Мс — микроклин; Pl — плагиоклаз; Fsp — полевой шпат; Gr — гранат

ности, связанные с установлением первичного отношения Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ в минералах, подвергшихся метаморфизму (Герлинг, Ященко и др., 1964; Горохов, 1965, 1970; Афанасьев и др., 1970).

Применение изохронного Rb-Sr метода к переоначально глубокого метаморфизованным полиметаморфическим комплексам в ряде случаев позволяет датировать события, предшествующие наложенному воздействию эпидот-амфиболитовой и даже амфиболитовой фаций (Йегер, 1971; Wetherill, Bickford, 1965; Armstrong, Hills, 1967; Gorokhov et al., 1970). В то же время низкотемпературные метаморфические породы и при более слабых повторных преобразованиях нередко показывают возраст лишь последнего метаморфизма. Поэтому правильная интерпретация геологического значения таких цифр требует дополнительной геологической и (или) геохронологической информации.

U-Th-Pb метод многие геохронологи рассматривают как самый надежный, так как возраст в данном случае вычисляется по четырем уравнениям, три из которых являются независимыми. Получение по ним сходящихся цифр служит критерием их достоверности. Хотя такие цифры известны даже для отдельных полиметаморфических комплексов, в общем случае получение согласующихся по всем отношениям значений U-Th-Pb возраста является скорее исключением, чем правилом. В южном обрамлении Алданского щита наложенный метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации был критическим для них (Глебовицкий и др., 1965). Причиной появления несогласующихся цифр могут служить также высокие миграционные свойства урана в зоне гипергенеза (Тугаринов, Войткевич, 1966; Catanzaro, 1968). Несогласующиеся датировки обычно (около 70% случаев; Eckelman, Kulp, 1957) отвечают неравенству

$$t \frac{Pb^{206}}{Pb^{206}} > t \frac{Pb^{206}}{U^{236}} > t \frac{Pb^{206}}{U^{236}} \gg t \frac{Pb^{208}}{Th^{232}}.$$

Возраст, вычисленный по первому отношению, более других приближается к истинному, но часто остается меньшим из-за селективной потери изотопов свинца (Тугаринов, Войткевич, 1966; Catanzaro, 1968).

В контактовой зоне штока Эльдора заметное уменьшение Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶ возраста циркона начинается при температурах, соответствующих низким ступеням альмандин-амфиболитовой фации регионального мстаморфизма (Hart et al., 1968), но даже на расстоянии 0,6 м от контакта (температура высоких ступеней той же фации), где все калиевые и рубидиевые минералы испытали практически полное омоложение, цирконовые датировки остаются относительно «древними», испытывая уменьшение лишь на 20% (см. рис. 6). «Эта общая устойчивость к полному омоложению его ураносвинцовой системы делает циркон уникальным среди обычных акцессорных минералов в его способности сохранять некоторые возрастные доказательства событий, которые предшествовали последнему существенному этапу метаморфизма в районе» (Catanzaro, 1968, стр. 225).

В полиметаморфических комплексах докембрия значения кажущихся возрастов различных минералов (t) обычно удовлетворяют неравенству: t циркона (U-Th-Pb)>t полевого шпата (Rb-Sr)>t роговой обманки (K-Ar)>t мусковита (Rb-Sr) t мусковита (K-Ar)>t биотита (Rb-Sr) $\geq t$ биотита (K-Ar) $\geq t$ полевого шпата (K-Ar) (Aldrich et al., 1965; Moorbath, 1967; Горохов, 1970). Одной из наиболее показательных природных моделей, демонстрирующих подобные соотношения, являются гнейсы долины Миннесоты (рис. 11).

Разработка графических методов интерпретации дискордантных U-Th-Pb определений в ряде случаев позволила существенно уточнить возраст полиметаморфических комплексов докембрия и датировать события, предшествующие последнему метаморфизму высоких ступеней амфиболитовой фации.

Изложенное позволяет сделать следующие выводы.

1. Методы изотопной геохронологии применительно к К- и Rb-содержащим минералам интрузивных и метаморфических пород определяют не время кристаллизации, а время перехода через критические РТ условия, ниже которых минерал становится замкнутой системой в отношении изотопов K, Ar, Rb и Sr.

Различные наложенные процессы, и прежде всего повторный метаморфизм и прогрев в результате погружения ниже определенной геоизотермы, способны вновь открыть систему, вызвав какой-то «перевод» радиоактивных часов. В результате появляется большое количество омоложенных цифр, часть из которых отвечает времени проявления этого наложенного воздействия, а часть отражает лишь степень нарушения изотопных отношений. Поэтому K-Ar и Rb-Sr датировки минералов кристаллических пород обычно определяют только минимальный возрастной предел породы.

2. Гораздо более устойчивы к влиянию наложенных процессов U-Th-Pb датировки цирконов и Rb-Sr определения валовых проб, в особенности полученные графическими методами. Изохронные Rb-Sr и U-Pb цифры с большой долей вероятности можно рассматривать как определяющие время становления интрузивной или метаморфической породы, осо-



Рис. 11. Соотношения изотопного возраста минералов и пород архея долины р. Миннесоты

Гнейсы Мортон — по Голдику (Goldich, 1968); гнейсы Гренит-Фоллс-по Химмельбергу (Himmel berg, 1969)

бенно при совпадении их между собой и (или) с U-Th-Rb возрастом циркона либо с K-Ar определениями амфиболов.

3. Среди искаженных значений возраста наряду с основной массой омоложенных цифр имеются и завышенные. Чаще других они получаются К-Аг методом по пироксенам и валовым пробам ультраосновных пород и при Rb-Sr датировании минералов с низким Rb/Sr отношением, но отмечаются также среди K-Ar определений амфиболов, слюд и валовых проб базитов. Это заставляет крайне осторожно подходить к оценке геологического значения тех K-Ar цифр, которые далеко выдаются из общего ряда в бо́льшую сторону, и исключать их из стратиграфического анализа, если они противоречат другим датировкам.

4. Для стратиграфического анализа нельзя использовать гистограммы распределения датировок относительно возраста, так как они включают омоложенные цифры, которые искажают действительную картину распределения событий во времени. Это искажение уменьшается, если опираться на устойчиво повторяющиеся в данной выборке относительно более древние значения (Салоп, 1964а). Однако правильнее анализировать конкретные цифры с обязательной дифференциацией их по методам и объектам датирования, а при интерпретации их значений опираться на всю сумму геологических и геохронологических данных. Никакие серьезные построения в докембрии не могут базироваться только на простом суммировании имеющихся датировок, без геологического анализа.

ДАТИРОВКИ ОСАДОЧНЫХ И МЕТАОСАДОЧНЫХ ОБЪЕКТОВ

Преимущество радиологических данных этой группы перед только что рассмотренными, с точки зрения стратиграфа, определяется тремя моментами. Во-первых, они дают информацию о собственном возрасте слоистых
толщ и поэтому открывают путь к установлению стратиграфического объема последних. Во-вторых, «разрешающая способность» этих датировок определяется не частотой проявления плутоно-метаморфических комплексов, а лишь аналитической погрешностью. В-третьих, они прямо могут быть использованы для корреляции разрезов и определения возраста стратиграфических рубежей.

Среди датировок данной группы в СССР и отчасти в Австралии широкую популярность приобрели К-Аг и в меньшей степени Rb-Sr определения возраста докембрийских глауконитов. Однако, указания на значительную потерю Ar этим минералом при прогреве до 100° (Амирханов и др., 1958; Evernden et al., 1960, 1961), опыт получения по палеозойским и мезозойским объектам заниженных на 10–15% цифр (Рубинштейп, 1967) и пример более чем двукратного уменьшения кажущегося возраста глауконита единой пачки от ее естественных выходов до глубины 4 км (Evernden et al., 1961) — все это породило скептическое отношение к радиогеохронологическим возможностям глауконита, особенно распространенное за рубежом.

Новые эксперименты не подтвердили низкотемпературных потерь Ar этим минералом и показали, что теплота диффузии в нем соизмерима с наблюдаемой у биотита (Полевая и др., 1960; Рубинштейн, 1967). С другой стороны, практика использования глауконита для геохропологии докембрия позволила выявить две важные эмпирические закономерности.

Во-первых, оказалось, что глауконитовые датировки в ряде регионов группируются в правильные ряды, значения цифр которых убывают снизу вверх по разрезу (см. рис. 3). При этом даже в нижних горизонтах рифея, которые в раннем палеозое были погружены на глубину нескольких километров, не происходит нивеллировки цифр, относящихся к разновозрастным толщам.

Во-вторых, было установлено, что К-Аг датировки глауконита обычно превосходят методически надежные датировки интрузий, прорывающих глауконитсодержащие толщи (Гаррис и др., 1964; Геохронология докембрия Сибирской платформы..., 1968; Семихатов и др., 1973; Compston, Arriens, 1968). Даже наиболее древняя из полученных ныне глауконитовых цифр (1740 млн. лет, элгетейская свита Учуро-Майского района) всего лишь примерно на 5% меньше U-Th-Pb возраста циркона из эффузивов той же свиты (1840 млн. лет) и заметно больше К-Аг возраста последних (1615 млн. лет). Недавно А. Д. Искандеровой была показана удовлетворительная сходимость глауконитовых определений с полученными свинцовоизохронным методом по карбонатным породам.

Вместе с тем по глаукониту получено заметное количество значительно омоложенных цифр, которые резко выделяются из упомянутых рядов либо лежат за минимальным возрастным пределом толщи, определяемым ее соотношениями с интрузивными или фаунистически охарактеризованными образованиями. Однако такие цифры среди глауконитовых определений встречаются относительно реже, чем среди К-Аг датировок биотита. Видимо, это объясняется нестойкостью глауконита к наложенным воздействиям: даже слабые из них приводят к нарушению его физических свойств, легко распознаются, и такой материал отбраковывается (см. Полевая, 1963; Казаков, 1963).

Причиной омоложения рассматриваемых датировок могут быть гипергенные изменения глаукопита (Казаков, 1963; Рубипштейн, 1967; Николаева и др., 1969), дифференциальные тектонические движения в зонах крупных разломов (Геохронология докембрия Сибирской платформы..., 1968), а также слабые термальные или динамо-термальные воздействия, не оставившие ясных минералогических следов (криптометаморфизм). Последний случай иллюстрирует, в частности, материал Дж. Обрадовича и З. Питермана (Obradovich, Peterman, 1968) по глаукониту из надсерии Белт в районе Сан-Ривер. Здесь была получена серия K-Ar и Rb-Sr датировок этого минерала, которая отличается тремя особенностями: 1) ее члены, относящиеся к разным горизонтам разреза, не обнаруживают закономерного уменьшения вверх по стратиграфической вертикали и колеблются вокруг какого-то среднего значения; 2) разность между крайними членами выборки меньше аналитической погрешности; 3) датировки глауконита в пределах точности метода совпадают с изохронными Rb-Sr датировками глинистых пород и U-Th-Pb возрастом наложенной урановой минерализации.

Считать эти цифры отражающими время накопления толщ, как это делают Дж. Обрадович и З. Питерман, вряд ли возможно по двум причинам. Во-первых, они совпадают с датировками наложенной урановой минерализации, приуроченной к секущим жилам, а, во-вторых, такая интерпретация означала бы признание скорости накопления белтских осадков бобее чем на два порядка выше скорости накопления гомофациальных осадков Сибири и Урала, вычисленной на основании глауконитовых цифр, группирующихся в правильные ряды.

Экспериментальные данные о потере Ar глауконитом и опыт датирования фанерозойских палеонтологически охарактеризованных толщ цриводят к выводу, что глауконитовые датировки следует рассматривать как определяющие минимальный возрастной предел, но при наличии правильных рядов цифр этот предел, видимо, оказывается достаточно близким к истинному значению.

Нестойкость глауконита к наложенным пропессам ограничивает сферу его развития неметаморфизованными отложениями. К-Аг определения возраста пород глипистого состава, как правило, дают резко омоложенные значения, а валовые пробы эффузивов с точки зрения сохранности К-Аг отношения оказываются сравнимыми с биотитом (Полевая, 1958). Методы определения возраста осадочных пород по аутигенным концентрациям урана и свинца (Тугаринов и др., 1963; Полевая и др., 1968) имеют широкие перспективы, но пока еще находятся в стадии разработки. В качестве более широко применимого способа определения времени седиментации в последние годы выдвигается метод Rb-Sr изохронного датирования валовых проб осадочных и метаосадочных пород. При этом одно из основных требований к изохронному Rb-Sr методу – одинаковое отношение Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ в анализируемых образцах (Горохов, 1970; Krogh, Hurley, 1968) — приобретает особое зпачение в связи с проблемой унаследованного радиогенного Sr в обломочной фракции породы (Whitney, Hurley, 1964). Получаемые на практике липейные изохроны глинистых, алеврит-глинистых, а иногда и песчано-глинистых пород говорят о существовании механизма гомогенизации Sr в какой-то момент геологической истории породы. Среди ряда возможных причин такой гомогенизации ведущее значение обычно придают диагенезу (Горохов, 1970; Compston, Pidgeon, 1962; Bofinger, Compston, 1967), тем самым относя полученные даты ко времени диагенеза. Датирование палеонтологически охарактеризованных толщ фанерозоя убеждаст в реальности этой модели, но на практике нередки изохронные Rb-Sr датировки метаосадков, отвечающие времени метаморфизма либо даже выходящие за возможные пределы возраста.

Данные о степени метаморфизма, приводящего к омоложению рассматриваемых датировок, противоречивы. С одной стороны, известны примеры того, что в контактовом ореоле метаосадки хлоритовой и биотитовой зон сохраняют более древние датировки по сравнению с сильнее измененными породами и гранитами (Pidgeon, Compston, 1965), а наложенный метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой и даже амфиболитовой фаций не меняет положения Rb-Sr изохроны, хотя и нарушает строго линейное расположение точек вдоль нее (Armstrong, Hills, 1967; Hart, Davis, 1969). С другой стороны, описаны случаи, когда метаморфизм амфиболитовой фации ведет к перераспределению Rb и Sr в породе (Hart, Davis, 1969), а метаосадки эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (в том числе низших их ступеней) имеют изохронный Rb-Sr возраст, отвечающий возрасту метаморфизма (Peterman, 1966; Gorokhov et al., 1970).

Аналогичные примеры могут быть приведены и для эффузивов (Compston, Arriens, 1968; Fairbairn et al., 1966; Lanphere, 1968; и др.). Более того, пля очень слабо измененных осадочных пород надсерии Анимики США, в которых главным Rb минералом является иллит, изохронные Rb-Sr датировки (Faure, Kovach, 1969) оказываются меньшими. чем Rb-Sr и U-Th-Pb возраст постанимикских интрузий смежного района (см. раздел 2, гл. II). Дж. Хансон (Hanson et al., 1971) полагает, что искажение датировок связано с этапом магматической активности, породившим постанимикские основные дайки. Подобный же пример омоложения изохронных Rb-Sr датировок почти неметаморфизованных пород дают уже упоминавшиеся определения белтских отложений (Obradovich, Peterman, 1968), совпадающие с U-Th-Pb датировками наложенной урановой минерализации. Согласно Э. Йегер (1971), палеозойские серии Альп в пределах поля устойчивости альпийского кианита обычно сохраняют доальпийский изохронный Rb-Sr возраст, но контрастность состава контактируюших пород и тектоническая трещиноватость приводят к нарушению замкнутости их Rb-Sr систем на поздних этапах альпийского метаморфизма. Нужно также отметить, что осадочные и метаосадочные породы превращаются в открытые системы при более низкой степени метаморфизма. чем их высокотемпературные производные (Hart, Davis, 1969).

Как и в случае с глауконитовыми цифрами, критериями определения истинных значений изохронного Rb-Sr возраста осадочных и эффузивных пород могут служить получение при низком отношении Sr⁸⁷ к Sr⁸⁶ правильных рядов цифр, убывающих вверх по разрезу, и сравнение этих рядов с методически надежными датировками рвущих образований.

* * *

Итак, за последние 8-10 лет в ходе широкого прогресса в радиогеохронологии докембрия произошла заметная переоценка возможностей различных ее методов. Главной причиной этого явилось получение массовых несогласующихся, в значительной своей части омоложенных значений изотопного возраста. Изучение условий, приводящих к нарушению замкнутости соответствующих систем, позволило создать ряд моделей, объясняющих это нарушение, и наметить те рамки, в которых можно рассчитывать на получение истинных значений возраста, используя тот или иной метод и объект датирования. Подобно тому, как для каждого минерала известны предельные условия существования, названные В. И. Вернадским уровнем метаморфизма, так и для каждого метода и объекта изотопной геохронологии существует свой уровень метаморфизма, за которым происходит перевод радиоактивных часов.

Однако на практике, как мы видели выше, нарушения замкнутости K-Ar, Rb-Sr и U-Th-Pb систем минералов и пород в силу многообразия вызывающих их причин могут встречаться даже тогда, когда теоретические модели не предусматривают этого.

Все сказанное подчеркивает, что при стратиграфическом анализе необходимы четкая дифференциация радиогеохронологических данных по методам и объектам датирования, а также строгий геологический контроль за интерпретацией значения вычисленных цифр изотопного возраста. Это кажущееся на первый взгляд парадоксальным требование геологического контроля за интерпретацией данных «абсолютной» геохронологии станет особенно ясным, если вспомнить, что сама проблема омоложенных цифр возникла лишь в результате сравнения геологических и радиологических данных о возрасте конкретных комплексов горных пород.

Глава III

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД В СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ

При попытках применения палеонтологического метода в криптозое внимание концентрируется на акритархах, строматолитах, микрофитолитах, а в верхпей части докембрия — и на остатках животных. В ходе изучения стратиграфической ценности этих групп ископаемых с каждой из них были связаны свои трудности, надежды и разочарования.

РАСТИТЕЛЬНЫЕ МИКРОФОССИЛИИ В СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ

Как известно, содержащиеся в публикациях 50-х — начала 60-х годов описания и многочисленные ссылки на находки в докембрии (в том числе в метаморфических толщах нижнего протерозоя) спор высших растеобладающих трехлучевой шелью прорастания, не подтвердились ний. (Волкова, 1965, 1968). Такие споры появляются только с силура. Указаниям на их находки в более древних отложениях мы обязаны, с одной стороны, широко развитым процессам вмыва спор вниз по разрезу на большую глубину (Шатский, 1957; Мотовилов, 1969), а с другой - несовершенству методики их диагностики и изображения (рисунки, а не фотографии в работах 50-х годов), при которой складки смятия и другие дефекты экзины принимались за щель прорастания. Присутствующие в разрезе докембрия in situ растительные округлые микрофоссилии (гистрикосферы или акритархи), видимо, представляют собою оболочки одноклеточных водорослей. Впервые они были описаны в докембрийских породах СССР Б. В. Тимофеевым в 1959 г., а затем С. Н. Наумовой. Позднее трудами большого числа исследователей растительные микрофоссилии были обнаружены по всему разрезу докембрия, начиная со слоев с возрастом 3,1-3,3 млрд. лет (серия Свазиленд Южной Африки, см. Schopf, 1969. 1970).

Установление стратиграфического значения докембрийских акритарх лимитируется тем, что ведущие палинологи придают различное диагностическое значение одним и тем же морфологическим особенностям этих ископаемых и принимают несопоставимые схемы их классификации. В этом убеждают списки форм, которые приводят Б. В. Тимофеев (1966), С. Н. Наумова (1968), Е. Д. Шепелева (1969) и Н. А. Волкова (1968) из одних и тех же толщ. Эти списки по существу не содержат общих видов и даже родов и обычно заключают только те таксоны, которые выделены автором данного списка. Несмотря на это, нельзя не заметить общей тенденции к обогащению комплексов акритарх от сравнительно глубоких частей докембрия к кембрию за счет появления морфологически более разнообразных форм. На этой основе различными исследователями (ор. cit., Тимофеев, 1969; Ильченко, 1966; Пыхова, 1970; и др.) были обособлены разновозрастные комплексы акритарх в тех или иных разрезах и сделаны первые попытки проследить эти комплексы в разрезах других регионов.

Анализ стратиграфического положения этих комплексов, однако, показывает, что в ряде случаев ассоциации форм, считающиеся характерными для одного уровня в данном разрезе, в другом могут встречаться в более древних слоях. Так, рифениты, характеризующие, по С. Н. Наумовой (1968), средний рифей Сибири, в Волго-Уральской области известны в нижнем рифее (калтасинская и орьебашская свиты); комплекс сфероморфид, рассматриваемый Б. В. Тимофеевым (1969) как верхнерифейский, встречен в Европейской части СССР в верхнем рифее, а в Сибири спускается и в средний рифей (Туруханский и Учуро-Майский районы), и т. р. С другой стороны, из-за относительно большого количества проходящих форм и общей немногочисленности выделяемых комплексов исследователь неизбежно стоит перед дилеммой: объяснить ли отсутствие форм более молодого сообщества в данном образце его возрастным положением или недостатком материала. Видимо, в неправильном решении этой дилеммы и состоит причина того, что иотний Финляндии, принадлежащий среднему рифею, был отнесен Б. В. Тимофеевым (1969) к нижнему — среднему протерозою, а байкальский комплекс, обнимающий верхний рифей и часть среднего, причислен к нижнему — среднему рифею.

Дополнительные трудности на пути стратиграфического использования акритарх создает то, что согласно П. И. Мотовилову (1969, стр. 117), в воздухе «присутствуют растительные остатки современного происхождения, неотличимые по описанию и по облику от протосферидий, которым приписывают протерозойский возраст» и которые загрязняют препараты в ходе их лабораторной обработки.

Резюмируя, надо сказать, что акритархи в докембрийской части разреза в настоящее время могут использоваться и используются в обосновании региональных схем расчленения верхних горизонтов рифея и в отделении их от кембрия; в некоторых случаях они привлекаются для более широких построений в протерозое и для обоснования межрегиональных сопоставлений, но удачные примеры такого рода пока очень немногочисленны и ограничены вендом. Поэтому мы еще очень далеки от того, чтобы на основании интегрирования данных о вертикальном распределении акритарх в конкретных разрезах перейти к использованию их в общем расчленении докембрия.

Особую группу растительных микрофоссилий докембрия составляют остатки различных микроскопических водорослей, сохранившие тонкие детали клеточного строения благодаря захоронению в микрозернистых первичных или раннедиагенетических кремнях (библиографию см. Schopf, 1968, 1969, 1970; Rankama, 1970а). Хотя выяснение общей картины вертикального распространения описанных видов и родов этих ископаемых является делом будущего, уже сейчас можно говорить о трех главных стадиях эволюции древнейших водорослей, отвечающих архею, нижнему и верхнему протерозою (Schopf, 1970).

Имеющиеся в литературе описания клеточных водорослевых структур в карбонатных строматолитах (Вологдин, 1962; и др.) в подавляющем большинстве случаев нельзя признать убедительными, так как размеры зерен карбонатных пород, в которых такие структуры описываются, как правило, значительно превосходят обычные для водорослей размеры клеток.

СТРОМАТОЛИТЫ В СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ

Древнейшие строматолиты известны в слоях с возрастом более 2,6-2,8 млрд. лет в Южной Родезии. В нижнепротерозойских отложениях эти ископаемые распространены уже достаточно широко, морфологически довольно различны и ныне описаны на всех континентах, но наиболее многочисленны и разнообразны они в рифее, где являются породообразующими в большинстве карбонатных свит платформ и миогеосинклиналей. В палеозое количество строматолитов, в особенности столбчатых, сокращается, и в послеордовикских толщах они встречаются спорадически. Вероятно, это связано с вытеснением водорослей-строматолитообразователей поедавшими и разрушавшими их животными (Rezak, 1957; Ginsburg, 1960; Garrett, 1970) в специфические экологические ниши — литораль, участки с повышенной или переменной соленостью и т. п.

В отношении стратиграфического значения строматолитов в литературе противоборствуют две точки зрения. Одни исследователи, развивая работы пионеров в данной области — Ч. Уолкотта, М. А. и К. Л. Фентонов и В. П. Маслова⁴, стремятся выявить вертикальное распределение тех или иных морфологических модификаций строматолитов, найти сходные формы в других разрезах и на этой основе подойти к расчленению отложений, полагая, что «эволюция водных растений, а также осадкообразования обусловливают существование неповторяющихся форм строматолитов в геологической истории» (Маслов, 1953, стр. 112).

Другая группа исследователей обращает внимание на находки сходных ископаемых строматолитов на разных стратиграфических уровнях, на многообразие построек в одном пласте и на данные о том, что в современных бассейнах одинаковые или близкие сообщества водорослей встречаются в различных строматолитах, морфология которых определяется экологическими факторами. Отсюда вслед за старыми построениями П. Клауда (Cloud, 1942) считается, что морфология строматолитов всецело контролируется экологией и, следовательно, они не имеют стратиграфического значения вне гомофациальных осадков одного бассейна. Укреплению этих выводов, долгое время господствовавших в западной литературе, способствовали два обстоятельства: во-первых, принимавшаяся до недавнего времени классификация строматолитов, которая оциралась главным образом на форму арки, обнаруживающую большую вариантность даже в пределах одной постройки, а во-вторых, те результаты, которые были получены в ходе интенсивного изучения современных строматолитов за последние 12-15 лет (Ginsburg, 1960; Logan, 1961; Logan et al., 1964; Monty, 1967; Gebelein, 1969 и лр.).

Эти результаты приводят к следующим выводам: 1) в формировании современных строматолитов принимает участие не один какой-либо вид водоросли, а их ассоциация, состав которой (особенно в литоральных условиях) определяется экологическими факторами, хотя в каждой ассоциации выделяются один-два доминирующих вида; 2) водоросли в образовании строматолитов играют лишь пассивную роль - они улавливают и закрепляют кластогенные и хемогенные частицы, и только в супралиторали (Monty, 1967) и в пресных водоемах некоторые водоросли способны активно осаждать карбонат кальция; 3) главная масса строматолитов приурочена к литорали, и лишь некоторые опускаются в сублитораль и поднимаются в супралитораль; 4) основные черты морфологии строматолитов обусловлены абиотическими факторами: скоростью и направлением движения воды, интенсивностью осадконакопления, а для литоральных форм, кроме того, высотой прилива и др.; 5) текстурно-структурные особенности построек определяются систематическим составом водорослей-строматолитообразователей и прямо не зависят от экологических факторов.

Если бы эти выводы, как полагает большинство зарубежных исследователей (библиографию см. Gebelein, 1969; Hofmann, 1969), были бы в полной мере применимы к докембрийским строматолитам, то всякие попытки использовать последние для широких стратиграфических построений были бы обречены на провал. Но принцип атуализма, как показали И. К. Королюк, А. Д. Сидоров (1965) и более подробно С. Н. Серебряков (1971а), имеет лишь ограниченное значение в расшифровке механизма образования древних строматолитов и в установлении степени биотического коптроля за их морфологией.

Начатый советскими исследователями новый этап в изучении докембрийских строматолитов принес несомненные доказательства стратиграфической ценности этих образований. На основании детальных сборов последних в наиболее полных разрезах и изучения вновь выявленных их диагностических признаков в рифее СССР были обособлены сперва три, а позднее четыре ассоциации строматолитов, которые последовательно сменяют друг друга во времени, в общем сохраняя свой состав в весьма

¹ Обзор этих работ см. Маслов, 1960; Крылов, 1963.

удаленных регионах нашей страны и отличаясь от кембрийской ассоциации форм (Королюк, 1958, 1960; Стратиграфия СССР, 1963; Крылов, 1959, 1960, 1963, 1967; Семихатов, 1960, 1962; Нужнов, 1960, 1967; Раабен, 1960, 1964а, б; Семихатов и др., 1963; Комар и др., 1964, 1965; Комар, 1966; и др.). Вывод о применимости комплексов строматолитов для общих стратиграфических построений в рифее (Келлер и др., 1960), прямо вытекающий из этих эмпирических данных, получил подкрепление со стороны радиогеохронологии: породы, содержащие одноименные комплексы, оказались в общем одновозрастными на всей территории СССР (Гаррис и др., 1964).

Стратиграфическая шкала, обоснованная этими комплексами и соответствующими ассоциациями микрофитолитов (см. ниже), широко внедрилась в практику работ по верхнему докембрию нашей страны. Начиная с 1961 г. она является основой всех рабочих и корреляционных схем, принимавшихся стратиграфическими совещаниями по разным регионам СССР, и лежит в основе ряда обобщений в области палеогеографии, палеотектоники и геохронологии верхнего докембрия (Келлер, Королев и др., 1968; Келлер, Кратц, Неелов, 1968; Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, 1968; Гаррис и др., 1964).

Классификация строматолитов, послужившая основой упомянутой шкалы, является формальной и опирается на их морфологические особенности: группы (формальные роды) обосновываются сочетанием таких признаков, как общая форма столбиков, тип их ветвления, особенности строения бокового ограничения и боковой поверхности, характер микрослоистости, а при выделении форм (формальных видов) внимание обычно концентрируется на микроструктуре.

Данные по современным строматолитам (см. выше) и по поведению микроструктур ископаемых форм в биогермах и в разрезах (Комар, 1966; Комар, Семихатов, 1965а; 1968; Семихатов, Комар, 1965) показывают, что зависимость текстурно-структурных признаков от систематического состава водорослей-строматолитообразователей является универсальной особенностью строматолитов.

В системе доказательств стратиграфической ценности рифейских строматолитов одно время большое значение отводилось указаниям на то, что ряд их признаков направленно изменяется во времени (Королюк, 1958, 1960; Крылов, 1960). Это трактовалось как морфологическая эволюция строматолитов (Крылов, 1960, 1963; Комар и др., 1964, 1965; Келлер, 1964; Раабен, 1969) и, казалось бы, открывало возможности определения возраста отложений по уровню развития признаков.

Новые данные, как подчеркивает Х. Хофманн (Hofmann, 1969b), показывают, что эта простая схема, созданная на примере рифейских строматолитов СССР, не выдерживается при рассмотрении более полных материалов. Так, столбчатые формы со сложным или активным ветвлением, ранее указывавшиеся только со среднего рифея (Раабен. 1969: Raaben. 1969), были описаны из ятулия Карелии (Крылов, 1966), нижнего протерозоя Австралии (Cloud, Semikhatov, 1969), афебия Канады (Hofmann, 1969b). Некоторые из этих форм оказались и обладателями «стенки» облекания боковой поверхности периферическими частями строматолитовых наслоений, хотя, согласно упомянутой схеме, появление данного признака относили к верхнему, а после работы Вл. А. Комара (1966) к среднему рифею. Появлением активного ветвления и элементов облекания на «недозволенном» уровпе и объясняется сближение ятулийских строматолитов с верхнерифейскими (Крылов, 1966). Лишь позднее удалось показать специфичность отдельных дорифейских форм, сходных П0 некоторым признакам с верхнерифейскими (Cloud, Semikhatov, 1969).

Несмотря на относительную редкость подобных находок, они приводят к выводу, что только по уровню развития признаков строматолитов воз-

Рис. 12. Распределение важнейших столбчатых и желваковых строматолитов в опорных разрезах рифея СССР

1 — Baicalia: a — B. rara Semikh., 6 - B. lacera Semikh., e - B. ingilensis Nuzhn., e - B. maica Nuzhn., $\partial = B$. ampla Semikh., e-B. prima Semikh., $\infty - B$. minuta Kom., s - B. baicalica (Masl.); 2 -Inzeria: a — In. djejimi Raab., 6-In. nimbifera (Semikh.), e - In. maculata Gol., e - In. tjomusi Kryl.; 3 - In. con/ragosa (Semikh.); 4 -Boxonia: a - B. grumulosa Kom., 6 - B. allahjunica Kom. et Semikh., e - B. lissa Kom.; 5 -Tungussia: a - T. bassa Kryl., 6 -T. nodosa Semikh., e — T. con/usa Semikh.; 6 — Conophyton: a — Con. cylindricus Masl., 6 - Con. metula Kir., e - Con. lituus Masl., e -Con. baculus Kir., 0- Con. miloradovici Raab., e - Con. garganicus Kor.; 7 - Jacutophyton; 8- Gymnosolen: a - G. altus Semikh., G -G. ramsayi Steinm., # - G. furcatus Kom.: 9 - Colonnella: a - Col. frequens (Walc.), 6 - Col. discreta Kom., e — Col. cormosa Kom., e —



Col. kyllahii Schap.; 10 — Paniscollenia sp.; 11 — Pan. emergens Kom.; 12 — Colleniella sp.; 13 — Coll. ingularis Kom.; 14 — Jurusania cytindrica Kryl.; 15 — J. (?) judomica Kom. et Semikh.; 16 — J. sibirica (Jak.); 17 — Pilella; 18 — Linella; 19 — Kussiella kussiensis (Masl.); 20 — Minjaria uralica Kryl.; 21 — Min. sakharica Kom.; 22 — Kotuicania; 23 - Svelliella svellica Schap; 24 — Anabaria; 25—28 — изотопный возраст, млн. лет: 25 — по глаукониту, 26 — по рвущим образованиям, 27 по эффузивам, 28 — по урану осадочных пород; 29 — маркирующие горизонты Круппый шрифт — свиты со строматолитахи, мелкий шрифт — свиты без строматолитов

раст определить нельзя, и мы должны говорить о господстве или редкости форм с тем или иным признаком среди строматолитов данного стратиграфического уровня. Следовательно, наиболее вескими аргументами в пользу стратиграфичности строматолитов остались параллелизм в смене их комплексов в удаленных регионах и радиогеохронологические материалы. Современные данные о распространении в рифее СССР наиболее часто встречающихся групп и форм строматолитов отражены на рис. 12. Соответствующие данные по протерозою с учетом опубликованных зарубежных материалов приведены на рис. 13. Рассмотрение этих схем показывает следующее.

1. Среди строматолитов выделяются группы и с очень широким, и с относительно узким вертикальным распространением. Первые наиболее обычны среди пластовых (Stratifera, Gongylina, Irregularia) и желваковых (Nucleella) форм, но известны и среди столбчатых (Conophyton); вторые принадлежат столбчатым и отчасти желваковым.

2. Пределы вертикального распространения групп были подмечены в общем правильно уже в 1960—1963 гг., а в дальнейшем происходило лишь уточнение этих пределов главным образом за счет расширения принимавшихся ранее возрастных рамок существования групп. Сужение этих рамок для Gymnosolen и Conophyton связано с уточнением их диагпоза.

3. Последовательные комплексы рифейских строматолитов обнаруживают гораздо более тесную связь друг с другом, чем это казалось несколько лет назад (см. Комар и др., 1964; Келлер, 1964). При этом каждый последующий из трех нижних комплексов отличается от предыдуще-



го главным образом появлением новых групп, особенно интенсивным в подошве верхнего рифея, и только на границах четвертого наряду с появлением небольшого числа новых групп происходит значительное исчезновение старых. Поэтому верхнерифейский (третий) комплекс отличается наибольшим богатством состава, а нижнерифейский наиболее беден.

Эти данные определяют возможность использования строматолитов для общего четырехчленного расчленения рифея Северной Евразии. Дорифейские строматолиты изучены несравненно хуже рифейских, а с применением современных методик описаны лишь единицы из них (Cloud, Semikhatov, 1969; Hofmann, 1969; Schopt et al., 1971; Walter, Preiss, 1972). Недостаток знаний не позволяет использовать их для обоснования стратиграфических построений, как это делается в рифее.

В последнее время были получены данные, доказывающие пригодность строматолитов для межконтинентальной корреляции докембрия. Доказательство этого шло двумя путями. С одной стороны, данные ископаемые изучались из ряда местонахождений, разбросанных по различным материкам вне Северной Евразии, причем каждое такое местонахождение было представлено небольшим количеством образцов (Cloud, Semikhatov, 1969). Так было показано, что некоторые формальные роды и даже отдельные формальные виды столбчатых строматолитов, описанные в рифее Северпой Евразии, присутствуют и на других континентах, встречаясь здесь в тех же или близких возрастных рамках, что и в разрезах СССР (рис. 14).

С другой стороны, изучался весь набор строматолитов нескольких местонахождений в пределах одного материка, а выделенные возрастные их комплексы сравнивались с описанными на территории СССР (см. рис. 14). Таким путем Ж. Бертран установила, что комплекс строматолитов из верхнего рифея Северной Сахары по родовому и отчасти по видовому составу очень близок одновозрастному комплексу Урала (Bertrand, 1968, 1969; Bertrand-Sarfati, 1970; Bertrand-Sarfati, Raaben, 1970), а М. Глесснер, М. Уолтер и В. Прайс (Glaessner et al., 1969) выделили в докембрии Южной п Центральной Австралии две последовательные ассоциации

1800	1400	1000		600	Изотопный возраст, млн. лет
Афебий		Рифей			р Геологический
	нижний	средний	верхний	ТЕрми- Нальн.	bo3pacm
					Katernia , 1969
					Gruneria, 1969
					Stratifera, 1956
					Irregularia, 1960
				T	Gongilina, 1966
					Nucleella, 1966
					Conophyton, 1937
				Ι	Jacutophyton, 1965
	n du				Colonnella, 1966
					Kussiella, 1962
			İ		Baicalia, 1962
					Svetliella, 1968
					Anabaria,1964
			$\frac{1}{1}$		Tungussia, 1962
					Tunnia, 1969
					Kotuicania,1964
				i	Parmites, 1964
		1			Inzeria, 1962
					Minjaria, 1962
		İ			Gymnosolen, 1911
					Lenia , 1969
					Jurusania, 1962
					• Boronia , 1960
					Linella, 1965
			-	ni ya Mu	Patomia, 1967
					Paniscollenia, 1960
					Colleniella, 1960
			;		Sacculia, 1960
					Schancharia, 1960
					Tunicata, 1969
					Illicta, 1960
					Vetella, 1967
1 2 3					Linocollina,1960
					Uricatella, 1969
				I	■ Columnaefacta, 1960

.

Рис. 13. Вертикальное распределение важнейших трупп строматолитов в протерозое 1 — современные данные о преде-

лах вертикального распространсния групп;

2 — пределы вертикального распространения групп, по данным 1960—1964 гг.;

з — то же, по данным 1965 — 1968 гг. столбчатых строматолитов. Нижняя из них как по систематическому составу, так и по возрастной приуроченности сравнима со среднерифейским комплексом строматолитов СССР, а верхняя ассоциация очень близка верхнерифейскому комплексу нашей страны, хотя и содержит группы, характерные в Северной Евразии для более молодых (Linella) и более древних (Anabaria) слоев.

Следует подчеркнуть, что благодаря любезности Ж. Бертран, М. Глесснера, М. Уолтера и В. Прайса я имел возможность изучить характерные образцы большинства строматолитов, описанных или определенных этими авторами. Я согласен с определениями почти всех указанных на рис. 14 родов и видов и лишь в отношении Linella из Австралии высказываю сомнения. Видимо, мы имеем здесь дело с формой, близкой к Inzeria confragosa (Semikh.). Последняя входит в состав той ассоциации строматолитов, которая характерна для нижней части верхнего рифея.

Развиваемые выводы об устойчивости систематического состава и возрастной приуроченности рифейских строматолитовых комплексов в последнее время были подтверждены новыми их описаниями или определениями за пределами СССР (Hofmann, 1969a; Howell, 1971; Valdia, 1969; Walter, Preiss, 1972; Bertrand-Sarfati, 1972). В результате в настоящее время вне Северной Евразии, в том числе и на других континентах, описаны не только представители того или иного отдельно взятого комплекса строматолитов, но и в ряде случаев (рис. 15) устанавливается последовательность тех или иных комплексов. Это свидетельствует о синхронности или о гомотаксальности упомянутых комплексов в масштабе всей Земли, а радиогеохронологические материалы, излагаемые во втором разделе данной работы, подкрепляют мнение об относительной изохронности уровней смены одного комплекса другим.

Рассмотренные выводы получены на основании приложения к строматолитам различных континентов методики их изучения, выработанной в СССР. Более ранние выводы Эдгеля (Edgell, 1964) о пригодности строматолитов для корреляции докембрийских отложений Австралии п СССР базировались на сравнении форм, которые были изучены по другой методике и которые на деле оказались отличными как по морфологии, так и по возрасту от их предполагаемых аналогов в Северной Евразии (Cloud, Semikhatov, 1969).

Значительный стратиграфический объем четырех главных подразделений рифея, обоснованных групповыми ассоциациями главным образом столбчатых строматолитов, объясняет неоднократные попытки детализации расчленения на основании сборов всего многообразия строматолитов данного уровня (Нужнов, Шаповалова, 1968; Комар, Семихатов, 1965а, 1968; Раабен, 1969; Крылов и др., 1968; Крылов, Шаповалова, 1970а; Семихатов и др., 1967б; 1970; Дольник, 1969; и др.). Это в свою очередь поставило ряд вопросов как классификации данных ископаемых, так и методического подхода к их использованию в стратиграфии рифея и обосновании границ общих стратиграфических подразделений. Рассмотрим эти вопросы.

При утверждении стратиграфического значения строматолитов в 1959— 1964 гг. основное внимание было направлено на установление параллелизма вертикальной смены столбчатых форм в удаленных разрезах. Вопросы латеральной изменчивости построек под влиянием фациальных и экологических факторов внутри одного пласта или одного биогерма в те годы оставались в тени. Эти вопросы остро встали в последнее время в связи с изучением не только столбчатых, но также пластовых и желваковых строматолитов (Комар, 1966; Семихатов и др., 19676, 1970; Дольник, 1969; и др.) и в связи с пристальным вниманием к строению их биогермов (Крылов, 1965, 1967; Шенфиль, 1965). Было показано, что в одном биогерме может присутствовать несколько связанных взаимопереходами морфологических модификаций строматолитов, принадлежащих различным группам и даже типам (пластовые, желваковые, столбчатые), причем их микроструктура обычно оказывается одинаковой для всех построек данного биогерма.

Эти соотношения, получившие различное генетическое истолкование (Власов, 1965; Крылов, 1965, 1967; Шенфиль, 1965; Раабен, 1969; Крылов, Шаповалова, 1970б; Серебряков, 1971а, б; и др.), создали большие трудности в области систематики, так как микроструктура, обычно рассматриваемая как главный признак формального вида, оказалась единой у представителей различных родов и даже типов. Такое единство послужило для Вл. А. Комара и М. А. Семихатова (1968; Семихатов и др., 1967а, 1970) аргументом в пользу отнесения всех строматолитовых построек данного биогерма к одному формальному виду. Типичным для него морфологическим выражением считалось то, которое наблюдается в центральной части биогерма, где строматолиты менее подвержены влиянию окружающей обстановки, а развитие по периферии биогерма иначе ориентированных, сложнее или проще ветвящихся столбиков расценивалось как результат экологической изменчивости. Близкую позицию в отношении морфологических модификаций построек в биогерме ранее занимали К. Л. и М. А. Фентоны (С. L. Fenton, M. A. Fenton, 1939; Fenton, 1943).

При таком подходе, однако, нарушается основной принцип выделения формальных родов строматолитов — комплекс морфологических признаков, а выделяемым таксонам придается новое содержание, хотя формально онисохраняются как члены старой классификации. Более правильным является отстаиваемый И. Н. Крыловым (1967) путь выделения внутри биогерма, а иногда и в одной постройке нескольких групп (формальных родов) строматолитов в соответствии с их морфологией. При этом одна микроструктура будет характеризовать разные группы, а иногда и типы строматолитов, присутствующие в одном биогерме, а морфологически близкие постройки разных биогермов могут иметь микроструктуры различных типов. Формальный характер классификации строматолитов допускает подобные соотношения. Вместе с тем сказанное подчеркивает необходимость создания параллельно с морфологической классификацией данных ископаемых новой их классификации, основанной на микроструктурных признаках.

При использовании строматолитов в детализации стратиграфии рифея обособились четыре различных подхода, недавно рассмотренные Вл. А. Комаром, М. А. Семихатовым и С. Н. Серебряковым (1973). Первый подход заключается в детальном расчленении одного разреза, который рассматривается в качестве эталонного (Кабаньков и др., 1967, 1970; Злобин, Голованов, 1970). При этом достигается относительная дробность выделяемых подразделений, но задачи их прослеживания на площади даже не ставится. Это ведет к потере критерия для отделения особенностей распределения строматолитов, вызванных чисто местными фациальными причинами, от закономерностей, связанных с возрастной изменчивостью строматолитовых сообществ.

Более перспективен второй подход, позволивший обособить подчиненные подразделения внутри среднего и верхнего рифея (Раабен, 1964б, 1969; Семихатов, Комар, 1965; Крылов и др., 1968; Крылов, Шаповалова, 1970а; и др.). Он заключается в выделении в серии разрезов одного или, чаще, нескольких регионов неповторимых наборов таксонов строматолитов, которые рассматриваются как возрастные комплексы. В дальнейшем палеонтологически охарактеризованные толщи группируются с немыми подстилающими и (или) покрывающими отложениями в те или иные стратиграфические подразделения, границы которых смыкаются между собой. При этом большая роль в определении положения границ отводится гсологическим особенностям типового разреза. Межрегиональное прослеживание таких границ, естественно, вызывает большие трудности, а иногда приводит к существенным противоречиям в определении их места в разрезе (Раабен,



Рис. 14. Строматолиты в межконтинентальной корреляции докембрия

1, 2 — пределы вертикального распространения таксонов строматолитов в Северной Евразии: 1 — формальных родов, 2 — формальных видов; 3—6 — стратиграфическое положение описанных или определенных таксонов строматолитов вне Северной Евразии: 3 — в Австралии, 4 — в Африке, 5 — в Северной Америке, 6 — в Индик; 7 — возможные возрастные пределы толщи, содержащей данный строматолит; 8 — в числителе — стратиграфические подразделения, содержащие данный строматолит, в знаменателе — авторы описаний и определений строматолитов.

Стратвграфические подразделения: 1 — надсерия Анимики, формации Ганфлинт и Бивабик; 2— серия Фортескью; 3 — серия Вентерсдорп; 4 — доломитовая се-

рия; 5 — формации Наш гор Медисин-Боу; 6 — серия Мак-Артур, доломиты Амелия; 7 — серия Кивино, формация Сиблей; 8 — надсерия Аделаида, серия Барра; 9 — серия Бангемалл; 10 — серия Бушимае, нижняя часть; 11— серия Отави, формация Верхиний Абенаб; 12 — серия Атар, слои C₈ — I₈; 13 — формация Антрим-Плато; 14 — надсерия Грейт-Слейв, серия Питей; 15 — серия Маунт-Ригг, доломиты Дук-Крик; 16 — серия Парумп, формация Кристалл-Спрингс; 17 — серия Семри, у основания верхней части; 18 — надсерия Белт, формация Сайе; 19 — серия Алачи, известняк Мескаль; 20 — серия Кимберли, формация Элги; 21 — серия Нижний Питораграх; 22 — серия Отави, формация Нижний Абенаб; 23 — серия Семри, нижняя часть; 24 — серия Букоба, формация Уха;

25 — серия Тиндер; 26 — серия Нижний Шали и Нижний Питораграх; 27 — серия Бхандер; 28 — серия Чуар, формация Галерос; 29 — серия Атар, слои I_7 ; 30 — формация Биттер-Спрингс, нижняя часть; 31 — формация Пертататака; 32 — надсерия Аделанда, серия Амберетана; 32а — надсерия Аделанда, серия Амберетана, диапировая брекчвя формации Теплей-Хилл (?); 33 — формация Биттер-Спрингс; 34 — известняки Кандини-Майи; 35 — серия Толмер, доломит Хайнд; 36 — формация Биттер-Спрингс, верхняя часть; 37 — серия Атар, слои I_6 ; 38 — серия Бушимае, верхняя часть; 39 — серия Атар, слои $C_{11} - I_{11}$; 40 — серия Чуар, формация Квегант; 41 — серия Атар уда Шенашен; 42 — серия Атар, слои $C_6 - I_6$; 43 — серия Уайлу; 44 — формация Джонни; 45 — надсерия Западного Конго, верхняя часть; 46 — серия Симла. Авторы описаний и определений строматолитов: I — Cloud, Semikhatov (1969); II — Glaessner et al. (1969); III — Bertrand-Sarfati (1972); IV — Walter, Preiss (1972); V — Howell (1971); VI — Hofmann (1969a); VII — Valdia (1969); VIII — M. R. Walter, устное сообщение; IX — М. Е. Раабен, образцы Н. А. Божко; X — М. А. Семихатов, образцы М. А. Семихатова (из серин Чуар) ч М. М. Чуркина (из серин Тиндер); IXI — Ж. Бертран-Сарфати, М. А. Семихатба, образцы Ж. Бертран-Сарфати, 1969 г.; ныне Ж. Бертран-Сарфати включила эти образцы в группу Tilemsina (Bertrand-Sarfati, 1972); XII — И. Н. Крылов, образцы Н. Н. Меньшикова; XIII — М. Е. Раабен, коллекция М. Е. Раабен и А. Синкха



Рис. 15. Последовательность комплексов строматолитов, установленная в рифее разных стран

Забродин, 1969; Крылов, Шаповалова, 1970а). Значительным недостатком рассматриваемого подхода является неразработанность принципов обособления строматолитовых комплексов, в результате чего в единый комплекс нередко оказываются объединенными все строматолиты данного литостратиграфического подразделения, вне зависимости от их действительного послойного распределения.

Третий из существующих подходов к детализации стратиграфических шкал заключается в поиске одинаковых видов строматолитов (фактически — идентичных микроструктур) в разрезах разных регионов (Комар, Семихатов, 1965а, 1968; Семихатов, Комар, 1965; Комар, 1966; и др.). Уязвимой стороной этих построений является то, что вертикальный диапазон и ареал распространения формальных видов строматолитов в каждом регионе нередко известны только в самых общих чертах и обычно выводятся из изучения ограниченного числа разрезов.

Четвертый, методически наиболее строгий, подход предполагает использование в стратиграфических целях только интегральной картины вертикального распределения таксонов, которая суммирует данные по отдельным типам разрезов на всей площади развития данного литостратиграфического подразделения и может существенно отличаться от наблюдаемой в каждом данном типе (Семихатов и др., 1970, рис. 19, 44). В результате такого интегрирования в той или иной мере нивелируются частные особенности вертикального распределения ископаемых, связанные с влиянием местных условий обитания. Примером работ подобного рода являются работы по расчленению типовых разрезов юдомского комплекса (Семихатов и др., 1967а, 1970) и средне-верхнерифейских отложений Байкало-Патомского нагорья (Дольник, 1969).

Необходимость именно такого подхода к детализации расчленения рифея по строматолитам демонстрируют материалы Вл. А. Комара, М. А. Семихатова и С. Н. Серебрякова (1973) по Учуро-Майскому району. Были установлены четыре типа распределения видов строматолитов в пространстве (рис. 16).

1. Один вид характеризует сравнительно дробную часть разреза, подчиненную литостратиграфическим единицам, и в вышележащих отложениях сменяется другим видом, причем их последовательность сохраняется на всей площади развития данной свиты. Таковы Malginella malgica — M. zipandica — Parmites aimicus в малгинской и ципандинской свитах, Baica-



lia maica — Inzeria tjomusi — In. confragosa — в игниканской. Хотя нет строгих доказательств изохронности пачек, охарактеризованных названными таксонами, единая для всего района последовательность видов позволяет использовать их для внутрирегиональной корреляции подразделений, более дробных, чем литостратиграфические единицы.

2. Весь объем свиты или ее часть охарактеризованы несколькими формальными видами строматолитов, которые распределены по разрезу и по площади беспорядочно. Таковы ассоциации форм светлинской и нерюен-



Рис. 16. Вертикальное распределение формальных видов строматолитов в рифее Учуро-Майского района, по Вл. А. Комару, М. А. Семихатову и С. Н. Серебрякову (1973)

J — карбонатные и терригенно-карбонатные толщи, содержащие строматолиты; 2 — терригенные и карбонатно-терригенные толщи, лишенные строматолитов; 3 — размыв и стратиграфические перерывы; 4 — необнаженные части разрезов; 5 — положение серий разрезов, послуживших основой для составления стратиграфических колонок (номера на врезке отвечают номерам колонок на рисунке)

Цифры в кружках — формальные виды строматолитов, выделенные по их микроструктуре: 1 ---Nucleella figurata Kom. [Nucleella] *; 2-Gongylina differensiata Kom. [Gongylina]; 3 — Kussiella kussiensis (Masl.) [Kussiella, Omachtenia]; 4 — Omachtenia omachtensis Nuzhn. [Omachtenia, Kussiella, Stratifera, желваковые]; 5 — Conophyton garganicus Kor. [Conophyton]; 6 - Baicalia baicalica (Masl.) [Baicalia, Stratifera]; 7 — Colonnella hylachii Shap. [Colonnella]; 8-Svetliella tottuica Kom. et Semikh. [Svetliella, Stratifera, желваковые]; 9 — Sv. svetlica Shap. [Svetliella, Stratifera]; 10 - Malginella malgica Kom. et Semikh. [Malginella]; 11 - M. zipandica Kom. [Malginella, Stratifera, Irregularia]; 12 — Parmites aimicus (Nuzhn.), [Irregularia, Parmites, Jacutophyton (?)]; 13 — Minjaria sakharica Kom. [Minjaria. Baicalia. Tungussia]; 14 - Colonnella ulakia Kom. [Colonnella]: 15 - Conophyton metula Kir. [Conophyton, Jacutophyton]; 16 - Con. lituus Masl. [Conophyton, Jacutophyton, Baicalia, Colonnella, желваковые]: 17 — Con. cylindricus Masl. [Conophyton, Jacutophyton, Baicalia]; 18 — Baicalia lacera Semikh. [Baicalia, Jacutophyton, Conophyton]; 19 — B. ingilensis Nuzhn. [Baicalia, Jacutophyton]; 20 - B. maica Nuzhn. [Baicalia, Jacutophyton]; 21 - Inzeria tjomusi Kryl. [Inzeria, Jacutophyton]; 22 — Inzeria confragosa (Semikh.) [Inzeria, Stratifera]; 23 — Boxonia grumulosa Kom. [Boxonia, Djerbia, Stratifera]; 24 - Box. ingilica Kom. et Semikh. [Paniscollenia, Stratifera, Boxonia (?)]; 25- Box. allahjunica Kom. et Semikh. [Boxonia]; 26 - Jurusania judomica Kom. et Semikh. [Jurusania, Stratifera]; 27 — Congylina nodulosa Kom. et Semikh. [Gongylina]; 28 - Colleniella singularis Kom. [Colleniella, Stratifera, Jurusania] I Paniscollenia emergens Kom. [Paniscollenia, Stratifera]

• В квадратных скобках — представленные в изученном материале морфологические выражения построек (формальные роды), обладающио данной микроструктурой

1

ской свит. Хотя в каждом конкретном разрезе названных толщ нередко наблюдается определенная последовательность смены или чередования видов, эта последовательность не выдерживается на площади и в близких разрезах сменяется иной (см. рис. 16). Ясно, что в данном случае строматолиты не могут обосновать выделения отдельных частей названных свит, но позволяют отличать эти свиты от ниже- и вышележащих.

3. Массовые концентрации отдельных видов строматолитов приурочены к определенным естественным ассоциациям отложений, характеризующим определенные участки древнего бассейна, что вызывает значительную неравномерность распределения фитогенных образований в пространстве (строматолиты улаханской и курдатырской подсвит юдомской свиты).

4. В одновозрастных отложениях различных участков данного региона нет общих видов строматолитов, а присутствующие общие роды обладают широкими возрастными рамками и не могут обеспечить корреляции. Примером является омахтинская свита бассейнов рек Учур и Белой.

Реализация того или иного типа распределения строматолитов в региональном или межрегиональном масштабе определяет возможную детальность расчленения и горизонтальную выдержанность подразделений, обоснованных видовыми ассоциациями строматолитов. Поэтому дальнейшее уточнение общей шкалы расчленения рифея по этим ископаемым должно опираться на детальные региональные шкалы, которые для некоторых классических регионов еще только создаются.

Среди всех ассоциаций рифейских строматолитов, подчиненных четырем их возрастным комплексам, наибольшей выдержанностью на площади обладает катавская (игниканская), заключающая Inzeria tjomusi, Yurusania cylindrica, In. confragosa и In. nimbifera. Она известна в основании верхнего рифея на Южном и Среднем Урале, Шпицбергене, в Учуро-Майском и Туруханском районах, на Северо-Востоке СССР, на п-ове Корея, в Центральной Австралии. Лахандинская ассоциация помимо типового района прослеживается в верхней части среднего рифея в Туруханском районе, на Енисейском кряже, на Северо-Востоке СССР, менее уверенно на п-ове Корея и, возможно, в Южной Австралии, а две ассоциации юдомских строматолитов — в разрезах северной, восточной и южной частей Сибирской платформы. В то же время в других разрезах в одновозрастных отложениях встречаются несколько отличные наборы форм и отчасти групп строматолитов, которые позволяют датировать вмещающие отложения лишь в пределах соответствующих фитем, а не их частей.

Вопрос о принципах проведения стратиграфических границ по строматолитам остро встал в последнее время в связи с выявившейся тесной преемственностью последовательных комплексов этих органических остатков и случаями появления отдельных представителей руководящих групп на несвойственных им более низких стратиграфических уровнях. Я имею в виду находки инзерий и гимнозоленов в деревнинской свите Туруханского района, миньярий из ципандинской свиты Юдомо-Майского прогиба и некоторые другие. Иногда этим находкам придается решающее значение в определении положения границ верхнего рифея и делаются далеко идущие стратиграфические выводы (Хоментовский и др., 1969; Хоментовский, Шенфиль, Якшин, 1972).

Однако этим находкам вряд ли можно придавать какое-либо стратиграфическое значение, ибо они единичны, происходят из различных горизонтов разреза, содержащих массовых представителей более древнего сообщества строматолитов, и обычно представлены новыми видами, не характерными для тех слоев, в которых данные группы приобретают устойчивое массовое распространение и определяют лицо строматолитового комплекса. Следовательно, обоснованием границ должна служить смена комплексов строматолитов — появление определенных устойчивых ассоциаций формальных родов и видов, предваряемое исчезновением или сокращением роли старых таксонов. Имеющиеся радиогеохронологические данные показывают, что границы, проводимые таким образом, оказываются геологически относительно изохронными (Гаррис и др., 1964; Раабен, 1964а; Келлер, Семихатов, 1968).

В самом деле, базальные горизонты толщ, содержащих юдомские (в ряде районов более точно датируемые как раннеюдомские) строматолиты, в Сибири и на Урале имеют глауконитовые датировки 630-675 млн. лет в Учуро-Майском районе предваряются интрузиями с возрастом 675± ± 25 млн. лет (Семихатов и др., 1970). В то же время палеонтологически доказанные верхние горизонты верхнего рифея на Урале датируются по глаукониту 667—733 млн. лет, а в Учуро-Майском районе (устькирбинская свита, содержащая *Tinnia patomica*; Крылов, Шаповалова, 1970а)— как более молодые, чем 720 млн. лет, и более древние, чем 675 ± 25 млн. лет. В соответствии с этим и с датировками основания кембрия возрастные рамки юдомской ассоциации строматолитов устанавливаются в $570 \pm 10 - 675 \pm 25$ млн. лет.

Возраст наиболее высоких слоев, содержащих среднерифейские строматолиты, в СССР по глаукониту устанавливается в 925-1035 млн. лет, а по соотношениям с прорывающими интрузиями как более древний, чем 930±50 млн. лет. Базальные горизонты толщ, охарактеризованных комплексом верхнерифейских строматолитов (в том числе катавской их ассоциацией), по глаукониту датируются 890—965 млн. лет и прорываются интрузиями с возрастом 850±50 млн. лет (Енисейский кряж) и менее. С другой стороны, момент появления этого комплекса на Урале отделяется от габбро-диабазов с возрастом 1100±90 млн. лет (Гаррис, Постников, 1970а) перерывом и временем формирования значительной по мощности зильмердакской свиты и ее аналогов. Некоторое перекрытие приведенных глауконитовых датировок объясняется омоложением отдельных определений. принадлежащих выборке 925—1035 млн. лет; повторные датировки глауконита, давшего минимальные значения (свита буровой), показали более «древние» цифры — 935 и 955 млн. лет. За пределами СССР верхнерифейский комплекс строматолитов появляется стратиграфически выше пород с возрастом 1000—1150 млн. лет (США, Австралия, Сахара) и ниже слоев с возрастом 590-620 (Сахара) и 790-812 млн. лет (Австралия), тогда как отложения с возрастом более 1000 млн. лет заключают уже среднерифейских ископаемых. Таким образом, смена среднерифейского комплекса верхнерифейским совпадает с изохроной 950±50 млн. лет (Гаррис и др., 1964).

Представительный набор среднерифейских групп и форм строматолитов в СССР и за его пределами встречается вплоть до слоев с возрастом 1350—1300 млн. лет. В Северной Евразии эти слои подстилаются толщами с глауконитовым возрастом 1390—1400 млн. лет и более, в которых развит нижнерифейский комплекс. Как мы увидим ниже, накоплению толщ со среднерифейскими строматолитами на всех континентах предшествовали события с возрастом 1350—1400 млн. лет, установленным всеми тремя методами. Эти данные подтверждают, что смена раннерифейского комплекса строматолитов среднерифейским произошла около 1350±50 млн. лет назад и не позволяют согласиться со значительным увеличением (Салоп, 19686, 1970; Салоп, Мурина, 1970) этой датировки.

В отличие от рассмотренных комплексов строматолитов, обосновывающих четырехчленное деление рифея, подчиненные им ассоциации этих ископаемых, применяемые для детализации расчленения фитем, видимо, имеют скользящие границы. Наиболее четко это устанавливается для катавской ассопиации. В одних разрезах именно она открывает собою верхний рифей и сменяется в вышележащих слоях фитемы типичными гимнозоленами и миньяриями (Крылов, 1963; Раабен, 1969; Раабен, Забродин, 1969), но в других непрерывных разрезах (Оленекское поднятие, Хараулах, восточная часть Туруханского района, Анабар) катавская ассопиапия отсутствует, а в основании верхнего рифея заключены Gumnosolen и Minjaria (в том числе M. uralica). Такие соотношения показывают. что слои с Inzeria tiomusi и Jurusania cylindrica, с одной стороны, и слои с Gymnosolen s. str. и Minjaria uralica, с другой, представляют собою два фациальных комплекса верхнего рифея, из которых первый приурочен к его нижним горизонтам (не моложе 800-850 млн. лет), а второй характеризует либо весь верхний рифей, либо (если присутствует инзериевый комплекс) только верхнюю его часть.

Параллелизм и общая одновременность смены комплексов рифейских строматолитов, установленные в удаленных регионах и даже на различных континентах, показывают, что морфология этих ископаемых в определенной мере была обусловлена биологическими причинами и, возможно, общей эволюцией среды, как это и предполагал ранее В. П. Маслов (1953). Поэтому нельзя согласиться с прямым перенесением на ископаемые строматолиты данных о полной зависимости морфологии современных построек от экологических, абиотических факторов, как это обычно делается в зарубежной литературе. Вместе с тем вряд ли возможно под влиянием успехов в стратиграфическом использовании строматолитов полностью отрицать подобное влиянис, как это делает М. Е. Раабен (1969). Экологическая изменчивость накладывает отпечаток на ориентировку столбиков (Hoffman, 1967; Trompette, 1969), на морфологическую их изменчивость в биогермах (Крылов, 1965, 1967; Шенфиль, 1965; Крылов, Шаповалова, 19706; Серебряков, 1971а) и особенно четко выражена, когда строматолиты являются членами мелких осадочных ритмов (Серебряков, 1971б) и при строматолитовой цикличности. Наиболее ярким примером последней являются так называемые якутофитоновые циклы — чередование связанных постепенными переходами построек конофитонов, якутофитонов, колоннелл и байкалий, каждая из которых нацело слагает протяженный слой (от 5-10 см до 5-8 м), связанный постепенными переходами с подстилаюшими и покрывающими слоями. Изучение таких циклов привело С. Н. Серебрякова. Вл. А. Комара и М. А. Семихатова (1972) к выволу. что эти циклы являются порождением периодических изменений среды формирования строматолитов (гидродинамической активности, скорости осадконакопления, интенсивности прогибания и др.) и что эти изменения — в случае единства микроструктуры всех членов ритма — прямо контролировали морфологию построек.

На первый взгляд эти выводы нельзя совместить с представлениями о закономерной возрастной изменчивости морфологии столбчатых строматолитов и наличии биологического контроля за их морфологией. Но рассмотрение якутофитоновых циклов в широком стратиграфическом диапазоне показывает, что конкретные морфологические разновидности ветвистых их членов и микроструктуры построек оказываются специфичными для каждой фитемы рифея, а конофитоны и якутофитоны не полнимаются в кембрий. Эти и другие подобные факты заставляют думать, что морфологические признаки столбчатых строматолитов имеют двойственную — биологическую и экологическую — природу и в различных фациальных условиях «один симбиоз или дяд близких симбиозов водорослей мог продуцировать несколько морфологических групп строматолитов, давая определенные их наборы, рамки которых контролировались биотическими факторами. При этом некоторые из входящих в упомянутые наборы разновидностей построек (например, стратиферы) пользуются «сквозным» развитием от глубокого докембрия до ныне, другие (конофитоны, якутофитоны) характерны только для докембрия и, наконец, третьи (куссиеллы, байкалии, инзерии, миньярии и т. д.) имеют более узкий диапазон вертикального распространения» (Серебряков и др., 1972, стр. 147). Более подробное обоснование этого вывода дано недавно С. Н. Серебряковым (1971a).

Следует подчеркнуть, что раскрытию двойственного контроля за морфологией строматолитов во многом способствовали гигантские масштабы времени в докембрии. При анализе более узкого отрезка времени, например ордовика (Маслов, 1960), на первый план неизбежно выходит абиотический контроль за морфологией построек, что обусловливает общую отрицательную оценку строматолитов как возрастных указателей.

Вопрос о связи строматолитов с фациями для стратиграфа имеет и другую сторону: как фациальная обстановка влияла на состав и пространственную локализацию того или иного сообщества групп и форм? Анализ этой стороны в исследованиях по докембрию нередко подменяется изложением данных о находках определенных строматолитов и их наборов в карбонатных породах различного состава (Семихатов, 1962: Крылов, 1963; Glaessner et al., 1969). Лишь в последние годы сделаны первые шаги в выявлении предпочтительной приуроченности конкретных родов и видов этих ископаемых к тем или иным фациям (Дольник, 1969; Семихатов и др., 1970). Существование такой избирательности у устойчивых ассоциаций таксонов показывает обычное сонахождение катавских Inzeria tiomusi и Yurusania cylindrica в желтых и красных глинистых известняках и доломитах. В этой связи симптоматично, что инзерии, указываемые из доверхнерифейских отложений. происходят также из красноцветных глинистокарбонатных пачек. Нужно, однако, подчеркнуть, что наряду с отмеченной избирательностью в горизонтальном распределении строматолитов отмечается и противоположная тенденция: присутствие конкретных их форм и наборов форм в различных фациальных типах пород. Это явление хорошо устанавливается для юдомских строматолитов Учуро-Майского района (Семихатов и др., 1970, рис. 36) и намечается для катавской ассоциации форм ее нахождением (данные И. Н. Крылова и автора) в черных, относительно чистых известняках свиты Садану п-ова Корея.

Итак, познание докембрийских строматолитов шло от утверждения их стратиграфического значения (Уолкотт, Фентоны, Маслов) к его отрицанию под влиянием представлений о полной зависимости их морфологических признаков от абиотических факторов, а затем к доказательству на новом этапе стратиграфической ценности данных ископаемых. Воздействие абиотических факторов на морфологию в работах нового этапа сначала не рассматривалось или отрицалось, но позднее постепенно развивались пдеи о том, что такое влияние имеет место, но осуществляется в определенных рамках, обусловленных биологическими причинами.

В настоящее время комплексы определенных групп и форм стромато-(главным образом, столбчатых) служат обоснованием четырехлитов членной шкалы деления рифея Северной Евразии и выделения адекватных подразделений на других континентах. В ряде разрезов СССР в трех верхних фитемах рифея обособляются подчиненные подразделения того или иного пространственного значения; некоторые из них прослеживаются далеко за пределами нашей страны. В их обосновании ведущее значение принадлежит наборам формальных видов строматолитов. Упомянутые подразделения на сегодня являются наиболее дробными единицами, которые по строматолитам прослеживаются в межрегиональном масштабе. Их длительность оценивается в 35-50 млн. лет в терминальном рифее и примерно 80-100 млн. лет в среднем и позднем рифее. Для дальнейшей детализации общего расчленения докембрия по строматолитам необходимо уточнение объемов их видов и родов на основе новой методики определения.

микрофитолиты в стратиграфии докембрия

Микрофитолиты (онколиты и катаграфии) лучше всего изучены в рифее и нижнем кембрии СССР. Древнейшие их представители указываются в архейской шарыжалгайской серии Сибири (Елизарьев, 1966), известны они в нижнем протерозое и в фанерозое, но здесь не всегда отличаются от абиогенных структур.

Первые позитивные выводы о региональном стратиграфическом значении докембрийских микрофитолитов получила Е. А. Рейтлингер (1959, 1960). Она изучила распределение этих образований в древних свитах Патомского нагорья и выделила здесь местные стратиграфические зоны; при диагностике микрофитолитов Е. А. Рейтлингер использовала такие их признаки, как тип и характер структуры, форма стяжений и текстурные особенности. Важнейшим шагом на пути установления стратиграфического значения микрофитолитов были работы З. А. Журавлевой (1962, 1964, 1968; Журавлева, Комар, 1962; и др.). Изучение вертикального распределения этих образований в разрезах рифея и кембрия Патомского и смежной части Алданского нагорья позволило ей значительно развить и детализировать выводы Е. А. Рейтлингер, уточнить диагностику микрофитолитов, описать ряд новых их представителей и показать, что здесь происходит последовательная смена восьми их комплексов, четыре из которых принадлежат докембрию. Большое значение для правильного понимания соотношений этих комплексов имели геологические данные о том, что нижняя часть толбинской свиты и верхние члены патомской серии, которые содержат различные наборы микрофитолитов и которые ранее помещались на разные уровни, являются одновозрастными (Журавлева и др., 1959). Существование в них несколько различных наборов микрофитолитов объяснялось фациальными причинами (Журавлева, 1964).

Изучение онколитов и катаграфий в рифее и в нижнем кембрии других районов Сибири, а затем и Урала привело З. А. Журавлеву к выводу о том, что последовательность комплексов этих образований в удаленных районах оказывается одинаковой, а состав одноименных комплексов близким к установленному в патомском разрезе, который был принят в качестве типового. Одновозрастность пород, содержащих сходные комплексы микрофитолитов, в ряде случаев подтверждалась данными по строматолитам и датировками глауконита, а в кембрийской части разреза и трилобитами.

Четыре докембрийских комплекса онколитов и катаграфий в результате исследований З. А. Журавлевой (1962, 1964, 1968), И. К. Королюк (1966), В. Е. Забродина (1967, 1968а), В. Е. Мильштейн (1965), Л. И. Нарожных (1965; Работнов и др., 1971; и др.), А. Э. Ревенко (1970) и других быстро вошли в практику стратиграфических работ, были дополнены новыми формами и группами и начиная с 1961 г. совместно со строматолитами применяются в обосновании общего расчленения рифея СССР. Особенно четким при этом, по данным названных исследователей, является четвертый (юдомский) комплекс онколитов и катаграфий; он послужил первым палеонтологическим обоснованием выделения юдомских отложений (Журавлева, Комар, 1962).

Различия докембрийских комплексов микрофитолитов устанавливались З. А. Журавлевой (1964) главным образом на уровне формальных видов. Тем большее сомнение вызвало то, что для некоторых стратиграфически важных групп этих ископаемых устанавливалось прерывистое вертикальное распространение в сибирских разрезах. Так, радиозусы описывались в составе первого, третьего и пятого комплексов, везикуляритесы считались отсутствующими в третьем, хотя во втором и четвертом комплексах указывались общие их виды. Позднее некоторые везикуляритесы были обнаружены в верхнем рифее Урала (Журавлева, 1968) и Учуро-Майского района (Забродин, 1967), а радиозусы найдены в отложениях юдомского комплекса в Волго-Уральской области, на Урале и Шпипбергене (Журавлева, 1968; Забродин, 1967; Ревенко, 1970), но наиболее богатый везикуляритесовый (так называемый второй) и преимущественно онколитовый (третий) комплексы по-прежнему считались принадлежащими соответственно среднему и верхнему рифею.

Расширение исследований показало, что в некоторых разрезах смена второго комплекса микрофитолитов третьим происходит на иных уровнях, чем смена среднерифейских строматолитов верхнерифейским, хотя в других разрезах эти уровни совпадают. Такие соотношения сами по себе могли бы с равной вероятностью говорить об асинхронности появления комплексов как микрофитолитов, так и строматолитов или тех и других, но привлечение изотопных и геологических данных в ряде случаев исключало два последних допущения. В этом отношении особенно показательно присутствие второго комплекса микрофитолитов в верхнерифейских отложениях Полюдова кряжа (низьвенская свита) и Учуро-Майского района (игниканская свита), развитие третьего комплекса в нижнеюсмастахской подсвите Анабарского массива, принадлежащей среднему рифею, и указание на смыкание второго и четвертого комплексов в разрезах Алтае-Саянской области (Гудымович, Шипицын, 1970).

В стремлении придать некоторым онколитам и катаграфиям большую стратиграфичность была сделана попытка сузить понимание их видов на основании биометрического изучения признаков (Забродин, 1967, 1968а). Таким путем в верхнерифейских микрофитолитах Урала, Полюдова кряжа и Шпипбергена В. Е. Забродин обособил ряд новых видов, ранее не отличавшихся от развитых в составе II комплекса, и описал особую ассопиацию верхнерифейских визикуляритесов и сопутствующих озагий, прослепив ее в отдельных сибирских разрезах. Большинство видов, составляющих эту ассопиацию, выделены по статистическим максимумам количественных показателей, но в ряде случаев эти максимумы оказываются столь близкими, что соответствующие вариационные кривые в значительной мере перекрываются (Забродин, 1968а, рис. 6-9). Поэтому З. А. Журавлева (1968, стр. 87) считает, что «на современной стадии изученности онколитов и катаграфий формы не следует понимать слишком узко». Такую точку зрения разделяют и другие специалисты. Иначе говори, критерии пля разграничения везикуляритесово-озагиевой ассоциации среднего рифея (собственно II комплекс З. А. Журавлевой) от сходной ассопианип. развитой в верхнем рифее (низьвенская, игниканская свиты), принимаются не всеми. Если встать на эту точку зрения, то приходится привнать, что соотношения в пространстве и во времени между отдельными комплексами микрофитолитов являются скользящими.

Объяснением этого, видимо, является существование особых фаций, попеременно господствовавших в рифее тех или иных районов и предопрепелявших место и время преимушественного развития определенных наборов онколитов и катаграфий. Существование таких фаций в региональном масштабе демонстрирует рифей Патомского нагорья (Рейтлингер, 1959; Журавлева, 1964) и юдомская свита Учуро-Майского района. В последней область массового развития Vesicularites concretus и Nubecularites. с одной стороны. и крупных Volvatella. Ambigolamellatus и Vesicularites bothrudioformis - с другой, сдвинуты друг относительно друга и тяготеют к различным фациям (Семихатов и др., 1970). Известную полярность в количественных соотношениях онколитов и катаграфий в рифее Анабарского массива отмечает В. Е. Мильштейн (1970), а В. Е. Забролин (1967) в верхнем рифее и венде Урада и Шпицбергена выделяет три ассопиации микрофитолитов, связанных с определенными фациями. Этот исследователь и М. С. Якшин (1970) объясняют появление некоторых онколитов и катаграфий на несвойственных им уровнях в рифее Урала и Сибири их предпочтительной приуроченностью к конкретным типам пород, повторяющимся в разрезах.

Контроль фаций за размещением микрофитолитов в конкретных разрезах показывают материалы по юдомской свите и по нижнему кембрию р. Лены. Сводная картина распределения этих ископаемых в юдомской свите отличается от наблюдаемой в отдельных типах ее разрезов, в которых местные фациальные особенности предопределили отсутствие или крайнюю бедность биогенных образований в одних толщах и широкое развитие в других (рис. 17). Что же касается нижнего кембрия р. Лены, то здесь, как известно, в зоне сочленения двух разнофациальных типов отложений происходит скольжение фаций с юго-запада на северо-восток вверх по разрезу (Хоментовский, Репина, 1965; Розанов и др., 1969). Вместе с фациями скользят и описанные З. А. Журавлевой (1967) наборы микрофитолитов. Поэтому смена сочетания Nubecularites brevis – Volvatella corrupta на сочетание Nub. catagrafus – Nub. parvus в западных разрезах происхо-

4	наная	вертня	æ	Ոսдсвиты
1,4,5			14.5,6	Vesicularites bothrydioformis (Krasnop)
1345			1,3,4	Ves.concretus Z.Zhur.
1,4,5			4,5	Ves. lobatus 2.2hur.
1,4,5			3	Ves. rectus 2.2hur.
4,5			g	Ves. porrectus Z.Zhur.
4			4	Ves. enormis 2.2hur.
4			4	Ves. obscurus 2.2hur.
~			4	Ves. reticulatus Nar.
2,4			4	Ves <i>flexuosis</i> Rettl.
*			34,56	Nubecularites abustus I.Zhur.
1			15,6	Nub. antis Z.Zhur.
I			4,6	Nub. morulus 2.2hun
5			9	Vermiculites irregularis (Reill)
5			6	<i>Verm. tortuosus</i> Reitl.
I			9	Medularites lineolatus Nar.
1,4,5			43,4	Ambigolamellatus horridus 2.2hur.
1,24,5			94	Volvatella vadosa Z.Zhur.
14,5			4,5	Volu: zonalis Nar.
4	I		4	Osagia corticosa Nar

Рис. 17. Распределение микрофитолитов в юдомской свите Учуро-Майского района (определения З. А. Журавлевой), по М. А. Семихатову и др. (1970), с изменениями Цифры на схеме — типы разрезов юдомской свиты, описанные М. А. Семихатовым и др. (1970)

дит в основании атдабанского яруса, в переходной зоне — в его середине, а в восточных разрезах — в кровле.

Развитие исследований микрофитолитов в ранее изучавшихся и в новых регионах привело к расширению предполагавшихся ранее рамок вертикального распределения некоторых форм и отдельных групп этих ископаемых (Забродин, 1967, 1968а; Ревенко, 1970; Мильштейн, 1970; Якшин, 1970) и, как и в случае со строматолитами, показали, что последовательные комплексы связаны заметным количеством общих и проходящих форм. В пограничных слоях фитем местами отмечалось смешение комплексов (Забродин, 1967; Нарожных, Постникова, 1971). Поэтому участники Второго Всесоюзного коллоквиума по онколитам докембрия пришли к заключению о том, что «вывод о возрасте следует делать не по отдельным формам, а по смене комплексов микрофитолитов, принимая во внимание следующие факторы, весьма существенно влияющие как на морфологию, так и на состав комплексов; 1) возможность появления в составе комплекса форм из более молодых и более древних слоев; 2) изменения в характере строения форм и в составе комплексов, связанные с изменениями фаций» (Информация..., 1970, стр. 16).

К сказанному надо добавить, что особенности фоссилизации синезеленых водорослей затрудняют оценку относительной роли биогенного фактора в образовании рифейских микрофитолитов. С другой стороны, данные об участии органического вещества в строении современных оолитов, недавно суммированные Э. П. Радионовой (1972), позволяют полагать непрерывный ряд морфологически сходных структур от считающихся хемогенными до собственно водорослевых. Четких критериев для разграничения членов этого ряда и для отделения некоторых катаграфий от обломочных и вторичных карбонатных образований в настоящее время нет (Радионова, 1972). Поэтому интерпретация природы тех онколитов, которые обладают радиальной лучистостью и морфологически наиболее сходны с оолитами, требует особой осторожности.

В последние годы появился ряд работ, направленных на детализацию схемы расчленения рифея по микрофитолитам. Часть этих работ, как и в случае со строматолитами, опирается на данные только по одному району — по нескольким отдельно взятым или даже по одному разрезу (Нарожных, 1965; Мильштейн, 1965, 1970). В то же время другие исследователи в основу детального расчленения разреза стремились положить сравнительный анализ материалов по двум или нескольким регионам с привлечением данных по максимально возможному количеству разрезов в каждом из них (Забродин, 1968а; Раабен, Забродин, 1969; Г. А. Воронпова; Хоментовский и др., 1969).

Обоснованием упомянутых схем служат главным образом присущие отдельным крупным регионам особенности взаимного перераспределения таксонов микрофитолитов и лишь отчасти — появление на тех или иных уровнях новых видов, среди которых ведущее значение принадлежит эндемикам. Поэтому выделяемые таким путем подразделения представляют собою по существу региональные категории.

Более широкие стратиграфические цели преследовала З. А. Журавлева, предлагая в 1967 г. трехчленное деление юдомского комплекса Сибири и Урала по микрофитолитам (Журавлева и др., 1969; Информация..., 1970). В ряде разрезов это деление подтверждается распределением других групп органических остатков (Розанов и др., 1969; Семихатов и др., 1967а, 1970) и радиогеохронологическими данными. В это же время в некоторых других случаях (например, дашкинская свита и чингасанская серия Енисейского кряжа, осиповичская свита Белоруссии) рассматриваемые построения пришли в противоречия с геологическими и радиогеохронологическими данными. Причину этого должны раскрыть будущие исследования. Ведущее значение среди них, видимо, должны занять работы по дальнейшему выяснению влияния фаций на диагностические признаки микрофитолитов и на состав их комплексов.

ОСТАТКИ МЕТАZOA В СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ

О былом присутствии Metazoa в докембрии мы судим обычно по находкам их следов и продуктов жизнедеятельности (норки, трубки червей, копролиты и т. п.) и по отпечаткам мягких тканей. Многочисленные старые указания на находки ниже границы кембрия остатков скелетных животных не отвечают действительности (Glaessner, 1964; Шевырев, 1967; Cloud, 1968; Розанов и др., 1969). В последнее время ряд подобных остатков указывался из наиболее высокой части докембрия Сибири. Органическая природа части из них (например, происходящих из карагасской серии и из мотской свиты) подвергается обоснованным сомнениям, находки других не подтверждаются материалами последующих исследований, а в отношении третьих (Anabarites) вопрос о принадлежности их к скелетизированным формам дебатируется. Но даже если эти указания и подтвердятся, они не смогут изменить вывода о том, что нижняя граница кембрия маркируется «широким появлением скелетообразующих организмов как во всех ранее известных типах беспозвоночных, так и в ряде новых. Биостратиграфический смысл этого рубежа столь велик и он связан со столь серьезными изменениями в биохимическом механизме животных и в окружающей среде, что вряд ли могут быть найдены более приемлемые критерии для определения границы кембрия и докембрия, чем массовое появление скелетообразующих организмов» (Соколов, 1965, стр. 6) или, точнее, появление первого зонального комплекса скелетных ископаемых (Розанов и др., 1969; Меннер, Штрейс, 1971). Тем самым докембрийский этап развития метазоа определяется как безраздельное господство или резкое преобладание бесскелетных форм.

Время возникновения бесскелетных Metazoa в настоящее время не вполне ясно, и, видимо, строгие геологические доказательства появления первых представителей этой группы из-за предполагаемого уровня их организапии вообше не будут получены (Glaessner, 1968). В литературе неоднократно высказывалось мнение, что это событие относится к венду (s. str.) и его аналогам и следует за этапом оледенения (Б. С. Соколов, 1964, 1968; Покровская, 1967; Cloud, 1968; и др.). Действительно, в наиболее высоких слоях докембрия, сопоставляемых с вендом Русской платформы, находки таких ископаемых относительно часты, и мы имеем палеонтологическое их описание из местонахождений в Австралии, Европе, Азии, Африке и Северной Америке (библиографию см. Б. С. Соколов, 1964; Glaessner, 1964, 1971). В этих местонахождениях обнаружены отпечатки представителей так называемой эдиакарской фауны — определенной ассоциации ископаемых, демонстрирующей исключительно высокий уровень дивергенции: таксоны в ранге типов. Уже одно это последобстоятельство предполагает, что возникновение первых нее Metaболее ранним zoa относится не к венду, а к моментам геологической истории (Розанов и др., 1969; Glaessner, 1968). Такое допущение подтверждается находками Sabellidites ex gr. cambriensis Yan. (=Paleolina Sok.), ныне сближаемых с погонофорами (Соколов, 1967а), в среднем рифее Туруханского района (Драгунов, 1958б; Стратиграфия СССР, 1963), а следов роющих организмов — в среднем и верхнем рифее Урала (Розанов и др., 1969). В литературе указываются и другие находки довендских Metazoa, но часть из таких находок имеет неорганическое происхождение (Cloud, 1968), а другая для точного определения природы и систематической принадлежности требует дополнительного изучения. Следует, однако, отметить, что отнесение момента возникновения Metazoa к глубоким слоям протерозоя встретило бы трудности в связи с предполагаемым отсутствием свободного кислорода в атмосфере того времени.

Вопрос о том, в какой мере возрастные рамки существования эдиакарской фауны отвечают венду (s. str.), также остается не вполне ясным. Древнейшие представители этой фауны известны в хатыспытской свите Оленекского поднятия и в чарнийской серии Англии. Хатыспытская свита, согласно датировке не вполне точно привязанного к разрезу глауконита, имеет возраст около 675 млн. лет (см. раздел 2, гл. I). Чарнийская серия, заключающая интересующие нас ископаемые в средней части (слои Вудхауз), отделена от кембрия угловым несогласием (Ford, 1963) и прорвана гипабиссальными основными и более поздними щелочными интрузиями. Их К-Аг возраст соответственно 334-715 и 255-573 млн. лет (Meneisy. Miller, 1963). Это определяет чарнийскую фауну как более древнюю, чем 715 млн. лет (при $\lambda_{\rm K} = 0.584 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹ – 680 млн. лет; Glaessner, 1971). «Результаты двух предварительных датировок слоев Вудхауз в Меркфилде показали результат 980 и 1015 млн. лет (при $\lambda \kappa = 0.584 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹. М. С.), но, к сожалению, эти даты оказались неповторенными на дополнительном материале из того же места и поэтому не могут служить основой какого-либо заключения» (Ford, 1963, стр. 61). В цитированной публикации Менейси и Миллера, посвященной датировкам чарнийских пород, эти две цифры вообще не фигурируют и, следовательно, дальше рассматриваться не должны.

Наиболее молодые представители эдиакарской фауны присутствуют, видимо, в серии Нама Юго-Западной Африки. Лучше всего известные находки этих ископаемых в данной серии происходят из кварцитов Куибис, но в настоящее время эдиакарские *Pteridinium*, *Namalia* и *Cyclomedusa* обнаружены выше по разрезу серии, в свите Шварцкальк (Glaessner, 1971). В последнее время в карбонатных пачках среди кварцитов Куибис **и** в известняках Шварцкальк выше и ниже слоев с эдиакарской фауной Г. Гермсом были обнаружены органические остатки, отнесенные им к новому роду криброциат (Germs, 1972). Ссылаясь на присутствие эдиакарских ископаемых и на косвенные радиогеохронологические данные, Г. Гермс склонен считать серию Нама докембрийской. Однако наличие в ней криброциат, до сих пор не известных в докембрии, противоречит этому выводу. Иными словами, приуроченность эдиакарской фауны исключительно к венду, как это часто принимается, вызывает сомнения.

Одной из отличительных особенностей этой фауны, подчеркиваемых Б. С. Соколовым (1968), является редкость ее находок. Это преиятствует ее использованию для расчленения отложений, не умаляя значения для восстановления общей этапности развития органического мира.

*. * *

Итак, за последние годы были достигнуты значительные успехи в изучении палеонтологии докембрия и в доказательстве стратиграфической ценности встреченных здесь ископаемых. При современной стадии изученности наибольшее стратиграфическое значение в докембрии имеют фитолиты, а среди них — строматолиты (в особенности столбчатые), которые могут служить основой как общего расчленения, так и телекорреляции рифейских отложений. Существенные ограничения в стратиграфическое использование этих ископаемых вносят их приуроченность к ограниченному набору фаций и убывающая вниз по разрезу степень индивидуализации их возрастных комплексов. Специфика дорифейской ассоциации строматолитов еще только вырисовывается, а о микрофитолитах этих горизонтов мы не знаем по существу ничего. Поэтому в настоящее время палеонтологический метод расчленения теряет свою силу у нижней границы рифея, и на первый план здесь выходят историко-геологический метод для расчленения и радиологический – для корреляции удаленных разрезов. Что же касается рифея, то здесь основную канву для широких стратиграфических построений дают палеонтологические данные.

На первых этапах становления палеонтологического метода в стратиграфии докембрия рифейские ископаемые выступали лишь как один из способов датирования и корреляции тех подразделений, которые ранее были выделены историко-геологическим методом. Позднее некоторые докембрийские ископаемые, а именно строматолиты и микрофитолиты, приобрели значение инструмента расчленения рифейских отложений, естественно, не потеряв при этом своего значения для корреляции. В результате самое понимание таких подразделений, как нижний, средний и верхний рифей и венд, принципиально изменилось. Ныне их следует понимать не просто как аналоги тех или иных литостратиграфических комплексов Урала и Русской платформы, а как слои с определенным набором ископаемых и их аналоги, естественно, имеющие свои стратотипы. Хорошей иллюстрацией сказанного служит изменение взглядов на объем верхнего рифея в его типовых разрезах: исключение из состава этого подразделения верхней (укской) свиты каратавской серии и отнесение ее на основании палеонтологических данных к венду или к терминальному рифею.

Иначе говоря, внедрение палеонтологического метода в стратиграфию докембрия, а также успехи радиогеохронологии позволили проводить стратификацию рифея на принципиально новой основе: если ранее общее расчленение этой части разреза базировалось на обособлении историкогеологическим методом крупных геологических тел и на поиске аналогов этих тел, то теперь первое место принадлежит выделению по палеонтологическим и историко-геологическим данным определенных стратиграфических подразделений, обоснованию их границ и широким сопоставлениям таких подразделений по палеонтологическим и радиогеохронологическим данным.

Раздел 2

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ СОБЫТИЙ В ТИПОВЫХ РАЙОНАХ РАЗВИТИЯ ПРОТЕРОЗОЯ

Задачами данного раздела являются освещение строения, радиогеохронологии и палеонтологии протерозоя в наиболее полных и хорошо изученных разрезах материков, анализ геологического значения и возраста рубежей, разделяющих эти разрезы на естественные комплексы, и восстановление основных черт протерозойского развития территории соответствующих древних платформ и внешних зон обрамляющих их складчатых сооружений. Основное внимание при этом уделяется Северной Евразии, Северной Америке и Австралии; разрезы Африки рассмотрены более кратко, а материалы по Южной Америке, Антарктиде и п-ову Индостан не анализируются вовсе. Различное состояние изученности докембрия на рассматриваемых материках и существующий в разных странах подход к его расчленению не позволили дать адекватного освещения строения протерозоя (в особенности его нижней части) во всех регионах.

Все приведенные ниже значения K-Ar и Rb-Sr возраста пересчитаны в соответствии с принятыми в СССР значениями констант распада K и Rb $(\lambda \kappa = 0.557 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}, \lambda_{Rb} = 1.39 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}).$

Данный раздел работы был окончен в апреле 1971 г. и в конце того же года прошел редактирование, в ходе которого в соответствии с новыми опубликованными данными в текст были внесены пекоторые дополнения и уточнения. Среди работ, вышедших в свет позднее, в предлагаемом разделе нашли отражение лишь некоторые публикации 1972 г., существенно уточняющие наши знания по какому-либо из обсуждаемых вопросов.

Глава I

ЕВРАЗИЯ

На огромных пространствах Евразии докембрий пользуется очень широким распространением, но изучен далеко неравномерно. Для решения общих вопросов стратиграфии наибольший интерес представляют разрезы Северной Евразии, которые не только отличаются большой стратиграфической полнотой и хорошей изученностью, но и представляют собою те модели, на которых совершенствовался историко-геологический и разрабатывался палеонтологический методы расчленения протерозоя. Из прочих региональных комплексов протерозоя Азии в данном разделе будет освещен лишь синий Китайско-Корейской платформы, который долгое время. претендовал на роль мирового эталона верхнего докембрия.

СЕВЕРНАЯ ЕВРАЗИЯ

Для геологов Северной Евразии традиционным является выделение архея и протерозоя, но долгие годы эти подразделения носили региональный характер и понимались весьма разноречиво. В настоящее время обычно принимается, что граница архея и протерозоя имеет возраст порядка 2600±100 млн. лет, хотя иногда высказываются и иные точки зрения (Салоп, 1968а, 1970 и др.). Что же касается схемы расчленения протерозоя, то здесь единомыслия гораздо меньше (см. рис. 77). В предлагаемом описании фактический материал сгруппирован в две части: одна из них посвящена рифею, другая — дорифейской части протерозоя — тем двум крупнейшим подразделениям, которые хорошо прослеживаются в межконтинентальном масштабе и отвечают двум важнейшим этапам развития земной коры и жизни в протерозое.

ДОРИФЕЙСКАЯ ЧАСТЬ ПРОТЕРОЗОЯ

На рассматриваемой в данной главе территории относительно слабо метаморфизованные отложения нижней части протерозоя сохранились только небольшими пятнами на Балтийском, Украинском и Алданском щитах.

Балтийский щит

Последовательность дорифейских отложений Балтийского щита наиболее полно вскрыта в Центральной Карелии. Важный формационный тип этих отложений, завершающий их разрез и отсутствующий в Карелии, лучше всего представляет субиотний Южной Швеции.

Центральная Карелия

Основанием протерозоя здесь является комплекс архейских гранитогнейсов и подчиненных парагнейсов, который двумя широкими полосами северо-западного простирания обрамляет область развития протерозойских толщ Центральной Карелии (рис. 18).

Ранее опубликованные изохронные Rb-Sr датировки гранитоидов и пегматитов данного комплекса (соответственно 2610-2690 и 2600 млн. лет: Ященко и др., 1963; Ященко, Горохов, Лобач-Жученко, 1964; Герлинг, Глебова-Кульбах и др., 1965; Gorokhov et al., 1970) недавно были пересмотрены И. М. Гороховым и Э. К. Герлингом (1971), которые оценивают их в 2500-2700 млн. лет и связывают разброс цифр с разновозрастностью гранитоидов фундамента. Циркон из тех же пород U-Th-Pb методом (по Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶) датируется 2820-2860 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1966), 2570-2740 млн. лет (Тугаринов, Бибикова, Горлов, 1970) и 2700-2800 млн. лет (Wetherill, Kouvo et al., 1962). С этими цифрами хорошо совпадают наиболее высокие значения Rb-Sr возраста мусковита и полевого шпата архейских пород: соответственно 1970-2760 и 2130-2700 млн. лет. К-Аг возраст биотита из рассматриваемых образований — 1630-2270 млн. лет, мусковита – 2200-2870 млн. лет, а амфибол наряду с группой цифр 2100-2700 млн. лет показал значение 3390 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1964; Герлинг, Глебова-Кульбах и др., 1965).

Приведенные цифры свидетельствуют, что главный этап гранитизации архейских пород Карелии происходил около 2700—2800 млн. лет назад, а внедрение некоторых гранитов, видимо, продолжалось и несколько позднее — около 2500—2600 млн. лет назад.

Протерозойские серии Карелии, отделенные от архея угловым несогласием, сохранились в узких синклиналях, группирующихся в три зоны северо-западного простирания (см. рис. 18). Разрез протерозоя лучше изучен в Западно-Карельской зоне, где его слагают относительно слабо-



Рис. 18. Схема геологического строения юго-восточной части Балтийского щита, по К. А. Шуркину (1968), с упрощениями и изменениями

І — венд и фанерозой; 2] — салминская свита; 3 — граниты рапакиви; 4 — базиты верхнего протерозоя; 5 — вепсий; 6 — суйсарская свита; 7 — ятулий; 8 — гранитоиды карелия; 9 — ладожская серия; 10 — тунгудская, парандовская, гимольская, бергаульская серии; 11 — комплекс гнейсов и гранито-гнейсов фундамента карелид; 12—14 — ультраметаморфические образования беломорид; 15 — главные разломы

Цифры в кружках: 1 — Салминская верхнепротерозойская синклиналь; 2—7, 9—10 — депрессии поздних карелид: 2 — Западно-Онежская, 3 — Тулмозерская, 4 — Янисярвинская, 5 — Суоярвинская, 6 — Онежская, 7 — Лубосалминская, 9 — Янгозерская, 10 — Сегозерская; 8, 11, 12 структуры ранних карелид: 8 — Суккозерская, 11 — Хедозерско-Большезерская, 12 — Коста мушкинская

метаморфизованные (зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая, местами амфиболитовая фации) породы, рассматриваемые в составе территориально разобщенных, но сопоставимых серий — парандовской, бергаульской, хаутоварской и гимольской. Они составляют лопский «отдел» нижнего протерозоя, согласно К. О. Кратцу (1963) и К. А. Шуркину (1968), или палеопротерозой (палеопротозой), согласно Л. И. Салопу (1968а, б, 1970, 1971). Гимольская серия, развитая на западе Центральной Карелии, объединяет два вулканогенно-осадочных цикла (Кратц, 1963; Чернов и др., 1970). Циклы начинаются различными ортосланцами, метаэффузивами дацитового и реже андезитового состава (лептитами), метапесчаниками, а в основании серии — местами гранитными конгломератами, а заканчиваются разнообразными (в том числе графитистыми) сланцами, метавулканитами и железистыми кварцитами (рис. 19). Нижний цикл охватывает суккозерскую (300-600 м) и костомукшинскую свиты (30-350 м), верхний — межозерскую (40-500 м) и кадиозерскую (70-620 м). Бергаульская и хаутоварская серии представлены различными сланцами, лептитами, иногда магнетитовыми кварцитами, а в основании — метапесчаниками и метаконгломератами. Л. И. Салоп (1971) считает, что в Восточной Карелии ниже аналогов этих серий появляется отсутствующая на западе тикшозерская свита гранат-биотитовых и высокоглиноземистых гнейсов и сланцев.

Rb-Sr изохронный возраст гранитоидов, прорывающих перечисленные лопские серии, 2190 млн. лет, а парапород гимольской серии — 2270 млн. лет (Горохов, Лобач-Жученко, 1964; Gorokhov et al., 1970). К-Аг возраст слюд из лопских пород, как правило, омоложен (1750-1930 млн. лет) и только иногда достигает 2280—2330 (биотит), 2280 и 2430 млн. лет (мусковит). Те же минералы из постлопских гранитоидов датируются 1660-2210 млн. лет (биотит), 2200 и 2410 млн. лет (мусковит). Rb-Sr возраст их микроклина — 1830 и 2200 млн. лет — близко совпадает с Pb-Pb датировками хаутоварских колчеданов (1900-2210 млн. лет: Виноградов и др., 1959). В то же время для базитов, прорывающих лопские отложения, К-Аг методом получен широкий спектр значений: 1860-3100 млн. лет по амфиболу и 1990-3150 млн. лет по валовым пробам. Отдельные очень древние К-Аг датировки показали также амфиболы постлопских гранитоидов (2560 и 2780 млн. лет) и лопских пород (2380, 2480 млн. лет) (Герлинг, Глебова-Кульбах и др., 1965; Геология и петрология..., 1969).

Приведенные К-Аг датировки амфиболов Л. И. Салоп (1970) рассматривает как реликтовые, сохранившиеся в особых условиях от омоложения и потому правильнее всего отражающие истинный возраст пород. Однако в свете сказанного (см. раздел 1, гл. II) кажется более правильным трактовать эти цифры как завышенные и определять возрастные рамки описанных образований в соответствии с методически более надежными датировками подстилающих и прорывающих пород. Видимо, изохронные Rb-Sr определения гимольских пород также определяют лишь их минимальный возрастной предел (время метаморфизма). Поэтому можно что лопские толщи древнее 2200-2300 и моложе 2600 думать. 2800 млн. лет. В противоречие с этой оценкой вступают две U-Th-Pb датировки цирконов постлопских гранитов: 2800 и 2720 млн. лет (Бибикова и др., 1964). Э. К. Герлинг и др. (1970, стр. 56) допускают, что «в связи со сложным реоморфическим генезисом гранитов циркон являлся унаследованным из более древних пород, чем объясняется его завышенный возраст».

Упомянутые выше архейские образования, согласно К. О. Кратцу (1955, 1963) и его последователям, слагают фундамент карелид, а лопские серии открывают собою разрез протерозоя, три региональных подразделения которого отражают последовательные стадии развития раннепротерозойской геосинклинали и превращения ее в платформу. При этом гимольская серия и ее аналоги включаются в состав карелия, что резко расширяет его первоначальный объем. Согласно другой точке зрения (Вяюрюнен, 1959; Харитонов, 1966; Негруца, 1966; Салоп, 1968а, 1971; и др.), архейские гранито-гнейсы и лопские слоистые толщи слагают жесткий Карельский массив, на котором формировались более молодые протерозой-ские отложения, носящие субплатформенный характер. Эта схема отра-



Рис. 19. Сопоставление разрезов гимольской серии, по В. М. Чернову и др. (1970) 1 — гранито-гнейсы архея; 2 — конгломераты и туфоконгломераты; 3 — биотитовые гнейсы и сланцы со ставролитом; 4 — параамфиболиты; 5 — кварцево-биотитовые, туфогенные сланцы; 6 — туфобрекчии; 7 — графитистые кварцево-биотитовые, кварцево-серицитовые и талько-хлоритовые сланцы; 8 — железистые кварциты; 9 — амфиболовые сланцы с прослоями кварцево-биотитокварцево-биотитовых и гранато-ставролитовых сланцев и гнейсов; 10 — мусковито-серицито-кварцевые сланцы с линзами кварцевых конгломератов; 11 — лептитовые гнейсы, кварцево-биотитовые туфосланцы; 12 — амфиболовые ортосланцы, ортоамфиболиты, метадиабазы. Циклы седиментации гимольской серии: I — нижний, II — верхний. Буквы на схеме: С. С. — суккозерская свита; К. С. — костомукшская свита; М. С. — межозерская свита; Ка. С. — кадиозерская

жает резкие различия в составе, степени дислоцированности и метаморфизма лопских и более древних образований, с одной стороны, и всех более молодых толщ — с другой; данный рубеж многими геологами рассматривался как граница архея и протерозоя.

Упомянутый рубеж в последние годы используют для обоснования важной стратиграфической границы: подошвы среднего карелия (Кратц и др., 1964), карелия (Негруца, 1966; Салоп, 19646, 1971) и мезопротозоя (Салоп, 1968а, б, 1970, 1971), хотя ранее нижняя граница первых двух из упомянутых подразделений проводилась выше по разрезу (см. Кратц, 1963). В основании этих отложений выделяется тунгудско-надвоицкая (тунгудская и большеозерская) свита, которая территориально тяготеет к областям развития лопских толщ в северной и центральной частях Карелпи, но налегает как на них, так и на архей. В ее составе преобладают вулканогенные породы диабазового и реже дацитового состава, которым подчинены зеленые сланцы, а в основании — кварцито-песчаники и местами гранитные конгломераты; некоторые исследователи указывают здесь мономиктовые кварцевые песчаники, типоморфные для карелия. Мощность свиты до 2 км.

Возрастные рамки тунгудско-надвоицкой свиты устанавливаются в некоторой мере условно, ибо ее соотношения с датированными гранитами однозначно не установлены. Считается, что эта свита накапливалась после внедрения гранитов с изохронным Rb-Sr возрастом 2190 млн. лет и предшествовала посткинематическим гранитам, датированным Rb-Sr методом по микроклину 1920 млн. лет, а K-Ar методом по слюдам — 1650— 1620 млн. лет. По осповным посттунгудским интрузиям наряду с цифрами, близкими к приведенным, получены некоторые из обсуждавшихся ранее очень высоких K-Ar цифр. K-Ar возраст тунгудско-надвоицких пород по слюдам и амфиболам — 1700—1900 млн. лет (Герлинг, Глебова-Кульбах и др., 1965; Маслеников, 1968).

свита

Выше в протерозое Карелии выделяется сариолийская серия, представленная изменчивой по мощности (30-1200 м) и по составу толшей полимиктовых валунных и галечных конгломератов, аркозов, подчиненных песчаников, туфов и эффузивов основного состава (Кратц, 1963; Безленежных и др., 1966; Негрупа, 1966, 1971). Первоначально принималось. что эта серия является базальным членом карельского комплекса и залегает резко несогласно на всех более древних породах вплоть до архея, а от вышележащего ятулия отделена лишь площадной корой выветривания (библиографию см. Негруца, 1971). В последнее время появились панные о том, что сариолийские конгломераты в некоторых районах их развития тесно связаны с тунгудскими эффузивами и, видимо, замещают их по простиранию (Синицын, 1969; В. А. Соколов), тогда как в других местах сариолий отделяется угловым несогласием от ятулия (Галдобина и др., 1971). В этой связи важно отметить, что в тех местах, где сариолийская серия залегает несогласно на дотунгудских образованиях, развита только верхняя ее часть (Негрупа, 1971).

Относительно объема и расчленения ятулия имеются различные точки зрения (Кратц, 1963; В. З. Негруца, Т. Ф. Негруца, 1968; Кайряк, 1969; Соколов и др., 1970; Салоп, 1971). Я следую стратиграфической схеме. обоснованной К. О. Кратцем и В. А. Соколовым с сотрудниками, отступая от нее лишь в отношении всрхней границы данного подразделения. Согласно этой схеме, ятулий расчленяется на три части («подотдела») и объединяет несколько разнофациальных типов разреза (рис. 20). Нижний ятулий (100-1100 м) представлен базальной пачкой кварцевых и полевоппат-кварцевых песчаников, более редких кварцевых, а местами (Синицын, 1969) и полимиктовых конгломератов и вышележащим горизонтом метадиабазов и их туфов, кое-где выпадающим из разреза. Средний ятулий залегает как на нижнем ятулии, так и на более древних породах. В юго-западном Прионежье он имеет трехуленное строение: 1) кварцевые розовые песчаники, аргиллиты и редкие конгломераты, 60-90 м; 2) доломиты со строматолитами (Бутин, 1966; Крылов, 1966), редкие терригенные, иногда железистые породы, 200-250 ж; 3) исчезающие к югу метадиабазы, 0-30 м. К северо-западу мощность этих эффузивов возрастает, а карбонатные породы быстро выклиниваются. Нет их и севернее, в районе оз. Сегозеро, где рассматриваемые отложения рядом исследователей (Харитонов, 1966; Негруда, 1966; Салоп, 1968а, 1971; и др.) включаются в сегозерскую серию, которая считается более древней, чем терригеннокарбонатные толщи Прионежья, выделяемые в онежскую серию. Корреляцию различных типов разрезов нижнего и среднего ятулия (см. рис. 20) В. А. Соколов обосновывает взаимной увязкой эффузивных горизонтов и прослеживанием фациальных взаимопереходов в разделяющей их толще.

Верхний ятулий (200—700 м), с размывом и иногда с корой выветривания в основании залегающий на среднеятулийских эффузивах, объедипяет три пачки: нижнюю сланцево-песчаниковую, среднюю существенно карбонатную и верхнюю — шунгитовых сланцев, доломитов и шунгитов. В средней пачке содержатся строматолиты, отличающиеся от среднеятулийских и находящие применение при внутрирегиональной корреляции (Бутин, 1966).

Эти шунгптовые толщи в одних схемах венчают разрез ятулия, а в других в состав последнего включаются также вышележащие суйсарские вулканиты (спилиты, туфогенные породы, кислые эффузивы и сланцы общей мощностью до 500 м). На этих породах, отделяясь от них размывом и корой выветривания, залегает бесовецкая свита частого ритмичного чередования кварцевых и аркозовых песчаников, алевролитов, сланцев и редких туффитов (1200-1400 м).

Более высокое место в разрезе Карелии обычно отводят «иотнийским», или вепсским отложениям, развитым в Западно-Онежской впадине. Это главным образом кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники, алевро-



руды; 8 — песчаники, кварцито-песчаники, кварциты; 9 — гравелиты мелко-и среднезернистые; 10 — гравелиты крупнозернистые; 11 — конгломераты кварцевые, кварцево-гранитные и гранитные; 12 — основные эффузивы; 13 — туфогенно-осадочные породы; 14 — коры выветривания; 15 — граниты доятулийского возраста

литы, а также редкие аргиллиты и конгломераты, которые окрашены в серые и красные тона. А. И. Кайряк (1969) расчленяет их на четыре свиты — петрозаводскую, шокшинскую, педаселыскую и пухтинскую общей мощностью более 2 км. Господствовавшее до недавнего времени мнение о верхнепротерозойском возрасте этих отложений (Кратц, 1963) базировалось на представлении о их горизонтальном залегании (в отличие от складчатого ятулия) и на их сопоставлении с потнием Скандинавии. Радиогеохронологические данные (Полканов, Герлинг, 1964; Тугаринов и др., 1963; Гаррис и др., 1964; Герлинг, Глебова-Кульбах и др., 1965; Герлинг и др., 1966) заставили порвать эту корреляцию, что и явилось причиной введения термина «вепсий», а геологические данные (Новикова, 1965, 1970; Кайряк, 1969) показали, что вепсий и ятулий нельзя противопоставлять по степени дислоцированности. Тем не менее место вепсия в региональной стратиграфической шкале Балтийского щита остается не вполне ясным: большая группа исследователей считает его моложе ятулия, тогда как другие приводят аргументы в пользу их корреляции (Кайряк, 1969).

Изотопные данные о возрасте вепсия немногочисленны и получены главным образом К-Аг методом: глауконит — 1400, 1645, 1695 млн. лет; валовые пробы сланца — 1610 млн. лет; поствепсские диабазы по валовым пробам — 1500—1640 и 1810, по биотиту — 1660 млн. лет; уран, экстрагированный из цемента песчаников, показал резко дискордантные значения, которые были интерпретированы как свидетельствующие о времени диагенеза 1900—1800 млн. лет назад (Тугаринов и др., 1963; Тугаринов, Войткевич, 1966); пересчет тех же данных по методу О. А. Левченкова и Ю. А. Шуколюкова, по сообщению Э. К. Герлинга, дал 1550±150 млн. лет. Хотя геологический смысл этих цифр не вполне ясен, все же они, видимо, свидетельствуют о том, что возраст вепсия превосходит 1600—1700 млн. лет.

В региональной стратиграфической шкале протерозоя Балтийского щита сариолийские, ятулийские и суйсарские отложения выделялись как средний протерозой (Кратц, 1955, 1963; Кратц и др., 1971). Позднее эти отложения совместно с тунгудско-надвоицкими и вепсскими или без них стали рассматриваться как тип среднего протерозоя СССР или мезопротозоя. Границы среднего протерозоя проводились по изохронам 1900 ± 100 и 1650 ± 50 млн. лет в соответствии с датировками постятулийских рапакиви (1620-1650 млн. лет, K-Ar, U-Th-Pb) и самих карельских слоистых пород: ятулий – 1735-1870 млн. лет (валовые пробы, K-Ar), 1690-1760 млн. лет (слюды, K-Ar), 1860 млн. лет (биотит из недеформированных миндалин в мандельштейнах, K-Ar), 1960-1800 (1880 ± 80) млн. лет (слюдистый цемент конгломератов, U-Th-Pb, свинцовое отношение); суйсарские эффузивы – 1760 млн. лет (валовые пробы, K-Ar).

Считать, что эти цифры отражают время накопления карельского комплекса, как это делалось несколько лет назад, мешают три обстоятельства: 1) отсутствие правильного распределения пифр по разрезу; 2) совпадение K-Ar датировок метаморфических слюд и валовых проб осадочных пород с полученными по эффузивам и по урану из цемента конгломератов; 3) соотношения обсуждаемых цифр с Rb-Sr определениями валовых проб ятулийских пород. Этим методом глинистые сланцы нижнего ятулия датированы 1840 и 1890 млн. лет, среднего ятулия – 2040, 1930 и 1660 млн. лет (Горохов и др., 1969). При обсуждении значения этих цифр К. О. Кратц, С. Б. Лобач-Жученко, И. М. Горохов и Э. К. Герлинг приходят к выводу, что цифра 2040 млн. лет вернее всего отражает возраст ятулийской седиментации, а все более низкие пифры связаны с перераспределением изотопов в результате регионального метаморфизма зеленосланцевой фации. Его возраст определяют приведенные выше К-Аг датировки ятулийских пород, а также, видимо, пересчитанные по методу О. А. Левченко и Ю. А. Шуколюкова U-Th-Pb датировки цемента ятулийских конгломератов (1780±65 и 1765±60 млн. лет). К-Аг датировки постятулийских диабазов (1610-3000 млн. лет) в значительной своей части завышены.

Большое значение для установления минимального возрастного предела рассматриваемых толщ имеют данные о соотношении ятулия и ладожской серии, развитой в Западно-Карельской зоне. В нашей литературе эти соотношения трактуются противоречиво и ладожскую серию считают послеятулийской, сопоставимой с бесовецкой, или доятулийской, отвечающей тунгудской (разбор вопроса см. Кратц, 1963; Предовский и др., 1967). В последнее время к геологическим аргументам против последней точки эрения добавились радиохронологические, показавшие, что возраст метаморфизма гранито-гнейсовых куполов Приладожья, несомненно предше-



ствующих ладожской серии, близок возрасту метаморфизма гимольских пород (соответственно 2330 и 2270 млн. лет, изохронный Rb-Sr метод; Gorokhov et al., 1970). Более веские геологические данные за постятулийский возраст калевия, отвечающего ладожской серии, имеются для смежной с Карелией части Финляндии (Эскола, 1967; Nykänen, 1971).

Ладожские отложения, обладающие ясной метаморфической зональностью, обнаруживают некоторые вариации изохронного Rb-Sr возраста в различных зонах; общая изохрона, построенная для всех метаморфических разностей, отвечает возрасту 1885 млн. лет (Gorokhov et al., 1970). Эта цифра хорошо согласуется с изохронными Rb-Sr (1870 млн. лет) и U-Pb (1830—1900 млн. лет, Виноградов, Тугаринов, 1964) определениями пегматоидных гранитов, прорывающих ладожские породы и геологически являющихся одновременными с метаморфизмом. Более молодые постскладчатые граниты, локализованные в ладожской серии, имеют, по данным И. М. Горохова, изохронный Rb-Sr возраст 1815 млн. лет.

Таким образом, мы приходим к выводу, что карельский комплекс Карелии древнее 1900 млн. лет, а время накопления среднего ятулия близко к 2000 млн. лет. Образования, непосредственно надстраивающие этот разрез, весьма выразительно представлены в Южной Швеции.

Южная Швеция

Здесь на метаморфизованных свекофенских образованиях, прорванных гранитами, залегает почти недеформированный субиотний или серия Дала (рис. 21). Это мощная (более 2 км) толща пестроцветных конгломератов, брекчий, аркозовых и кварцевых песчаников, кислых (риолитовых) и более редких основных эффузивов и туфов внизу и кислых эффузивов, их туфов и игнимбритов вверху (Гейер, 1967; Magnusson, 1965; Lundqvist, 1968).

Эти породы выполняют пологую наложенную внадину (Богданов, 1967; Палей, 1970) и заключают рапакивиподобные граниты Дала, ранняя фаза которых содержится в виде обломков среди порфиров Дала, а поздняя прорывает их. Возраст этих порфиров оценивается примерно в 1700 млн. лет на основании согласующихся между собой изохронных Rb-Sr и U-Pb определений, которые показали соответственно 1669-1695 и 1690 млн. лет (Welin, 1966b; Welin, Blomqvist, 1966; Welin, Lundqvist, 1970; Welin et al., 1966). Значения К-Аг их датировок 1620-1870 млн. лет (Magnusson, 1960a, b; Герлинг и др., 1966). Синкинематические свекофенские интрузии Центральной и Северной Швеции имеют изохронный Rb-Sr возраст 1880 млн. лет (Welin, Lundqvist, 1970), К-Аг – 1700-1850, иногда до 1950 млн. лет (Magnusson, 1960a, b; Полканов, Герлинг, 1961); свекофенские пегматиты датируются 1775 и 1845 млн. лет (изохронный Rb-Sr) и 1810 млн. лет (изохронный U-Pb; Welin, Blomqvist, 1966).

Толщи, аналогичные по составу серии Дала и сопоставимые с ней, сохранились в виде изолированных пятен среди огромного массива гранитов Смоланд в юго-восточной Швеции (серия Омоль, Смоланд и др.). Определения К-Аг возраста слюд гранитов Смоланд обычно лежат в пределах 1420—1660 млн. лет, в соответствии с чем граниты считались готскими, а отдельные более древние цифры (1750 млн. лет) объяснялись наличием реликтов свекофенских пород (Magnusson, 1960a, 1965). Однако

Рис. 21. Схема геологического строения Южной Швеции, по И. П. Палею (1970)

1 — рифейские, палеозойские и мезозойские отложения; 2 — анорогенные рифейские гранитоиды 3 — основные породы рифея; 4 — песчаники и сланцы иотния; 5—7 — формация рапакиви: 5 готские граниты, 6 — постраннесвенофенские граниты, 7 — граниты Дала; 8, 9 — позднесвеко фенские геосинклинальные образования: 8 — синорогенные граниты, 9 — парагнейсы и сланцы; 10 — порфиры Смоланд; 11 — порфиры Дала; 12 — готские осадочно-вулканогенные отложения; 13 — эффузивно-осадочные отложения (серия нижняя Дала); 14 — гнейсы и граниты ранных свекофенсния; 15 — доготские гнейсы и граниты; 16 — К-Аг возраст, млн. лет
изохронные Rb-Sr и U-Pb определения тех же гранитов, показавшие соответственно 1740 и 1745 млн. лет (Welin, Blomqvist, 1966; Welin et al., 1966), доказывают принадлежность «типично готского» гранита Смоланд к свекофенскому циклу и подтверждают вывод об отсутствии самостоятельного готского этапа магматизма и складчатости в Швеции (Палей, 1963, 1970).

Аналоги субиотнийских толщ известны и в более восточных районах Балтийского щита, под водами Ботнического залива и Балтийского моря (Гейер, 1967), на о-ве Хогланд (Полканов, 1956), а ассоциирующиеся с ними граниты рапакиви протягиваются и далее к востоку. Применение графических методов обработки U-Th-Pb определений возраста этих гранитов позволило датировать их 1700 млн. лет (Welin, Blomqvist, 1966; Catanzaro, 1968); частные U-Th-Pb определения возраста их цирконов 1550, 1637, 1675 млн. лет (Kouvo, 1958; Тугаринов, Войткевич, 1966), датировки слюд — 1620—1650 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1961; Герлинг, Глебова-Кульбах и др., 1965).

Итак, субиотнийский магматизм и осадконакопление имели место около 1700—1800 млн. лет назад и во времени непосредственно следовали за синтектоническими гранитами и пегматитами Центральной и Северной Швеции, оказываясь одновременными с последними этапами свекофенского плутонизма этих районов.

Украинский щит

Украинский щит представляет собой область преимущественного развития дорифейских ультраметаморфических и глубинных пород. Представительные разрезы слоистых толщ нижнего протерозоя наблюдаются лишь в Криворожско-Кременчугском районе.

В основании разреза здесь залегает мощная толща метабазитов, внутреннее строение которой и соотношения с древнейшими гранитами района трактуются неоднозначно. В настоящее время накапливается все больше данных о том, что основная масса метабазитов предшествует плагиогранитам и мигматитам с U-Th-Pb возрастом 2600 - 2900(ортит) 2860 млн. лет (циркон, Виноградов и др., 1957; Тугаринов, Войткевич, 1966) и сопоставима с конско-верховцевской серией более восточных районов Украинского щита (Каляев, 1965; Доброхотов, 1967, 1969). Многочисленные К-Аг датировки упомянутых метабазитов Криворожского района относительно невелики: 1760-2000 млн. лет по биотиту и 1970-2170 млн. лет по амфиболу (Геохронология докембрия Украины, 1965; Щербак и др., 1970). В то же время конско-верховлевские метабазиты наряду с цифрами 1700-2200 млн. лет сохраняют К-Аг датидовки амфиболов, достигающие 2520-2700 млн. лет. Еще восточнее, в Конско-Белозерской зоне, в подобных породах наблюдаются еще более древние К-Аг датировки амфиболов – до 3550 млн. лет. Наряду с ними здесь систематически повторяются значения 2750-2900 млн. лет (Комлев и др., 1961; Геохронология докембрия Украины, 1965; Щербак п др., 1970), которые отвечают времени формирования вторичной роговой обманки и совпадают с U-Th-Pb цифрами, полученными по гранитам Приднепровья (Щербак и др., 1967).

С другой стороны, наряду с этими архейскими метабазитами в Криворожском районе, видимо, присутствуют и более молодые амфиболиты, образующие подчиненные тела среди базальной пачки криворожской серии (свита K₀). Эта серия (Геология Криворожских железорудных месторождений, 1962; Каляев, 1965; Доброхотов, 1967, 1969) отделяется от упоминавшихся плагиогранитов несогласием и корой выветривания. В ее основании залегают светлые, обычно грубые полевошпат-кварцевые и кварцевые кварцито-песчаники, которым подчинены конгломераты, филлиты, а в кровле — тальковые ортосланцы. Общая мощность этих пород, выделя-



Рис. 22. Строение свиты К₃ криворожской серии в центральной части Криворожского синклинория, по Г. И. Каляеву (1965)

І — конгломераты; 2 — кварцито-песчаники; 3 кварц-биотитовые сланцы; 4 — доломиты; 5 — кварцкарбонатные сланцы; 6 — карбонатно-тальковотремолитовые сланцы; 7 — графито-углистые и кварц-биотитовые сланцы; 8 — железистые песчаники; 9 — железистые кварциты с прослоями сланцев

емых как свита К₁, меняется от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Свита К₂ (до 1200 м) состоит из чередующихся железорудных пачек, представленных железистыми кварцитами, кварцитами и сланцами, и безрудных, существенно сланцевых пачек (рис. 22). Вышележащая толща, выделяемая как свита К₃ (фрунзенская) криворожской серии либо как ингулецкая серия (Геохронология докембрия Украины, 1965), налегает на разные горизонты свиты К₂ с размывом, а иногда и с угловым несогласием. В ее нижней преобладают части темные. обычно графитистые сланцы и доломитовые мраморы, а в верхней — полимиктовые песчаники и конгломераты с гальками докриворожских и криворожских пород размером до 15-20 см. Суммарная мощность свиты К, достигает 2,5-3,0 км.

Метаморфические породы криворожской серии имеют довольно большое количество К-Аг датировок: 1850-2060 (биотит), 1900-2080 (амфибол) и 1800-1950 млн. лет (валовые пробы); ингулецкая — 1840—1880 (биотит) и 1650—1800 млн. лет (валовые пробы). Метасоматиты среди криворожских пород датированы 1730-1860 млн. лет (U-Th-Pb) и 1620—2100 млн. лет (K-Ar), пегматиты — 1940 млн. лет (U-Th-Pb) (Виноградов и др., 1960; Геохронология докембрия Украины, 1965; Щербак и др., 1970). Близкие цифры получены U-Th-Pb и K-Ar методами по гранитам и прорванным ими гнейсам Ингуло-Ингулецкой полосы, которые считаются метаморфическим аналогом криворожской серии. Н. П. Семененко и др. (1970) оценивают возраст этих гранитов в 1900-2000 млн. лет.

Следовательно, криворожская серия древнее 2000— 2100 млн. лет. Поэтому U-Th-Pb датировки апатита из Рис. 23. Схема расположения Северо-Байкальского вулканического пояса, по Мацу и др. (1968), упрощено

1 — фанерозой и терминальный рифей; 2 — верхний-средний рифей, байкальская серия; 3 — нижний рифей, анайская свита; 4 - эффузивы Байкальского хребта; 5 --эффузивы Акитканского хребта; 6 — гранитоиды ирельского комплекса; 7 -- гранитоиды приморского комплекса; 8 — гранитоиды чуйско-кодарского комплекса; 9 нижнепротерозойские складчатые **геосинкли**нальные образования; 10 — архей; 11-главные разломы



ражающие возраст седиментации (Тугаринов и др., 1963), видимо, часмраморов свиты К, (2180-1860 млн. лет), которые трактовались как оттично отвечают времени наложенных процессов. Очевидно, более близки к времени накопления пород U-Th-Pb датировки, полученные по слюдистому сульфидному цементу конгломератов свиты K₁-2500±100 И 2300±100 млн. лет (Тугаринов и др., 1963). Обломочный циркон из тех же конгломератов, в основной своей массе минералогически близкий к пиркону из докриворожских плагиогранитов, имеет изохронный возраст в координатах Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁴—Pb²⁰⁶/Pb²⁰⁴ 2800 и 3000 млн. лет. Напомним, что плагиограниты, мигматиты и микроклиновые граниты среднего Приднепровья имеют близкий U-Th-Pb возраст: по монацитам — 2800—3100 млн. лет. по ортитам — 2950—3050 млн. лет, по цирконам — 2700—2800 млн. лет (Шербак и др., 1970). Таким образом, криворожская серия моложе 2800-2700 и древнее 2100-2000 млн. лет, а упомянутые датировки свиты К. позволяют думать, что ее накопление началось около 2500 млн. лет назал.

Описанные отложения Украины и Карелии имеют ряд общих черт, а залегающие в их основании железорудные серии могут быть сопоставлены между собой. В отличие от этого свита К₃, как предшествующая гранитам с возрастом около 2000 млн. лет, коррелируется только с нижней частью постгимольских членов карельского разреза (см. рис. 25).

К более молодым событиям на Украинском щите относится становление так называемых житомирских гранитов, которые имеют изохронный U-Pb возраст 1860±120 и 1890±85 млн. лет (Щербак и др., 1967) и по времени в общем соответствуют кульминации свекофенского магматизма Балтийского щита.

Возрастными аналогами субиотния Скандинавии на Украинском щите являются вулканогенно-обломочные толщи пугачевской серии, которые предваряются гранитоидами кировоград-житомирского комплекса и прорываются Коростеньскими гранитами рапакиви. К-Аг возраст слюд и амфибола и Rb-Sr определения слюд этих гранитов обычно лежат в пределах 1650-1800 млн. лет, иногда достигая 1900 млн. лет, а U-Th-Pb определения резко дискордантны; одни исследователи на их основе оценивали возраст гранитов в 1100-1200 млн. лет, а другие — в 1750 ± 50 млн. лет (Щербак и др., 1967, 1970; Геохронология докембрия Украины, 1965; Тугаринов, Войткевич, 1966; Семененко и др., 1970). Изохронные Rb-Sr определения Коростеньских гранитов дают 1720 ± 70 млн. лет (Горохов, 1964), подтверждая, что возраст последних близок к 1750 ± 50 млн. лет.

С суперкрустальными толщами субиотния на Украине обычно также сопоставляют овручскую серию (Геохронология докембрия Украины, 1965; Богданов, 1967; и др.), развитую в северно-западной части щита. Эта серия выполняет пологую грабен-синклиналь, залегая с размывом (Доброхотов, 1967; Дранник, 1968) на Коростеньском массиве. В ее составе выделяются нижняя збраньковская свита основных и кислых эффузивов и подчиненных им песчаников (340 м) и верхняя толкачевская свита кварцевых песчаников и пирофиллитовых сланцев (до 1000 м). К-Аг датировки валовых проб збраньковских эффузивов и сланцев составляют 1100-1500 млн. лет (Щербак и др., 1970; Дранник, 1968). Весьма вероятно, что рассматриваемые отложения, налегающие на Коростеньские граниты, в действительности относятся не к субиотнийскому, а к более молодому, нижнерифейскому, уровню.

Центральная Сибирь

Слабо метаморфизованный нижний протерозой в этом регионе известен только на западном склоне Алданского щита, в междуречье Калара и Витима. Развитая здесь удоканская серия (Салоп, 1964а; Лейтес, 1965; Федо-

ровский, 1968) выполняет обширный протоплатформенный прогиб, наложенный на архейское основание. В составе серии выделяются три подсерии. Нижняя, кодарская, подсерия начинается темными, нередко графитистыми метаморфизованными терригенными породами и более редкими мраморами икабийской свиты (800-2000 м), иногда содержащими неопределимые строматолиты, а заканчивается аянской свитой песчано-алевролитового состава (400-600 м). Средняя, чинейская, подсерия охватывает четыре свиты, две нижние из которых (инырская и читкандинская общей мощностью до 2000 м) представлены метапесчаниками и подчиненными метаалевролитами, а две верхние (александровская и бутунская, до 2000 м) сложены метапесчаниками и сланцами с прослоями и пачками мраморизованных известняков. Последние в бутунской свите содержат строматолиты Conophyton ex gr. garganicus Kor., Colonnella sp. Верхняя подсерия, кеменская. Залегает с размывом на различных горизонтах более древних пород вплоть по читкандинских и представляет собой мощный (4000-5000 м) фациально изменчивый комплекс метаморфизованных песчаников и сланцев (сакуканская и намангинская свиты), который заключает пачки медистых песчаников и характеризуется госполством относительно незрелых пород (вплоть до полимиктовых), тогда как ниже по разрезу серии резко доминируют Зрелые осадки, связанные с переотложением кор выветривания (Лаврович, 1970). В качестве особого типа строения нижних горизонтов рассматриваемых отложений недавно были описаны (Фелоровский, Лейтес, 1968) вулканогенно-осадочные, иногда железистые глубоко метаморфизованные толщи, выполняющие узкие приразломные троги, пространственно связанные с упомянутым прогибом. Эти толщи в какой-то мере одновозрастны икабийской свите и частично подстраивают ee разрез.

Изотопные датировки доудоканских образований немногочисленны: пегматиты чарской серии имеют U-Th-Pb возраст 2600 ± 100 и 2800 ± ± 200 млн. лет (Тугаринов и др., 1965, 1967). Минимальный возрастной предел серии геологически определяется лишь как средний рифей. Больше дают в этом отношении изотопные датировки постудоканских пород: чуйско-кодарские граниты — 1950 ± 100 млн. лет (U-Th-Pb, ортит) п 500—1960 млн. лет (К-Аг, слюды); пегматиты, прорывающие эти граниты или всю удоканскую серию. — 1770—1980 млн. лет (К-Аг. мусковит); пегматиты, прорывающие икабийскую свиту и, видимо, связанные с гранито-гнейсовыми куполами, - 2370 и 2420 млн. лет (К-Аг, мусковит). К-Аг возраст биотита из удоканских метаморфических пород 1770—2027 млн. лет, а U-Th-Pb возраст браннерита читкандинской свиты 1950 млн. лет (Тугаринов и др., 1965: Геохронология докембрия Сибирской платформы... 1968; Федоровский, 1968). Следовательно, удоканская серия древнее 1950 ± 50 и моложе 2600 ± 100 млн. лет. а нижние ее горизонты, вилимо, начали формироваться более 2300-2400 млн. лет назал.

Более молодые дорифейские толщи Сибири ярче всего представляют акитканская серия Прибайкалья и уянско-улканский комплекс Учуро-Майского района. Акитканская серия выполняет протяженный (500—550 км), довольно широкий (60—100 км) прогиб (рис. 23), который заложился вдоль зоны крупных разломов между слабо приподнятой областью древней консолидации на западе и поясом интенсивных поднятий, образовавшимся в результате инверсии раннепротерозойской геосинклинали, на востоке (Салоп, 1964а; Мануйлова, и др., 1964; Мац и др., 1968). На севере упомянутой зоны, в Акитканском хребте, в основании серии несогласно на метаморфическом комплексе нижнего протерозоя залегает пачка серых аркозовых песчаников, гравелитов и подчиненных кислых эффузивов (до 150 м), а выше — мощная (до 1,6—2,0 км) толща кислых эффузивов трахитового и липаритового состава, их туфов и подчиненных терригенных пород. Л. И. Салоп (1964а) базальную обломочную пачку выделяет как малокосинскую свиту, а вышележащую толщу — как хибеленскую, сопоставляя их с одноименными свитами более южных районов Байкальского хребта.

В отличие от этого В. Д. Мац и А. А. Бухаров (1967; Мац и др., 1968) объединяют эти породы в домугдинскую свиту и считают ее наиболее древним членом акитканской серии, ссылаясь на то, что рассматриваемые эффузивы заключают тела комагматических граносиенит-порфиров, которые по составу тождественны интрузиям первой фазы ирельского комплекса Байкальского хребта, перекрытым малокосинско-хибелинскими отложениями. Выше в Акитканском хребте залегает чайская свита пестроцветных разнообразных обломочных пород (в том числе валунных конгломератов) полимиктового и реже олигомиктового состава и подчиненных кварцевых порфиров и их туфов (до 3-3,5 км).

В Байкальском хребте акитканская серия сложена двумя комплексами: пестроцветным конгломерато-песчаниковым с подчиненными кислыми вулканитами (до 3 км) и существенно вулканогенным кислого состава (до 2-2,5 км). Л. И. Салоп (1964а) выделяет их как малокосинскую и хибеленскую свиты, а В. Д. Мац и А. А. Бухаров рассматривают их как фации и сопоставляют с чайской свитой Акитканского хребта.

Rb-Sr возраст гранитоидов поздних фаз ирельского комплекса, прорывающего акитканскую серию, колеблется от 1200 до 1690 млн. лет (валовые пробы), причем чаще других повторяется значение 1560 млн. лет. Изохронный Rb-Sr возраст тех же пород — 1660 млн. лет — точно совпадает с K-Ar возрастом их амфибола. Rb-Sr возраст лав домугдинской свиты 1700 ± 35 млн. лет (валовые пробы), а их K-Ar датировки обычно не превышают 1400 млн. лет (Ященко, Варшавская, Мануйлова, 1964, 1965; Геохронология докембрия Сибирской платформы..., 1968). Геологическими методами минимальный возрастной предел серии определяется как дораннерифейский. Приведенные данные показывают, что возраст акитканской серии превосходит 1660 млн. лет и, видимо, близок к 1700 млн. лет. Если принять во внимание выводы М. М. Мануйловой и др. (1964), В. Д. Маца и А. А. Бухарова (1967) о возрастной аналогии ирельских и чуйских гранитов, можно думать, что возраст акитканской серии определяется несколько более древними цифрами.

Аналогичный вулканогенно-осадочный комплекс Учуро-Майского района лучше всего изучен (Забродин, 1966; Гамалея, Забродин, 1967; Гамалея, 1968, а, б) в Улканском прогибе — асимметричной приразломной структуре, расположенной вдоль границы зоны Станового хребта и вдающейся на север в тело Алданского шита (рис. 24). В основании комплекса выделяется улканская серия, которая несогласно располагается на архее и начинается локально развитыми кварцевыми вишневыми песчаниками и гравелитами с прослоями основных лав (топориканская свита, 20— 200 м). Выше в составе серии выделяется мощная красноцветная терригенно-вулканогенная толща, в нижней части которой господствуют эффузивы трахитового и трахиандезитового состава (улкачанская свита, 300-400 м). а в верхней — лавы липаритового состава, игнимбриты и более редкие трахиандезиты (элгетейская свита, до 4000 м). Вышележащая уянская серия на площади развита шире, чем улканская, и обрисовывает широкую, плоскую впадину. Разрез серии открывают красноцветные терригенные породы и основные лавы бириндинской свиты (600 м), которые отделены размывом как от более древних, так и от более молодых отложений. Последние представлены пестроцветными кварц-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами конкулинской свиты (до 600 м). Ее стратиграфическое положение спорно: одни считают ее членом уянской серии (Забродин, 1966; Нужнов, 1967, 1968; Келлер и др., 1967; Келлер, Семихатов, 1968), другие — фацией вышележащей гонамской свиты нижнего рифея. В данной работе принята первая точка зрения, опирающаяся на сходство формационного состава и структурной позиции конкулинской и нижележащих свит. Аналоги улканской и уянской серии широко развиты также на востоке



Учуро-Майского района, в приразломном Билякчанском прогибе, расположенном на западных склонах хр. Джугджур (Беэр, 1965; Гамалея, 1968а, б).

Несогласное залегание описанных отложений под палеонтологически и радиологически доказанным нижним рифеем определяет их дорифейский возраст (Забродин, 1967; Келлер и др., 1967; Мокшанцев и др., 1968; Нужнов, 1968). Об этом же говорят изотопные датировки элгетейск**их** кварцевых порфиров — 1840 (U-Th-Рb, циркон) и 1615 млн. лет (К-Аг. проба) валовая и глауконита – 1750 млн. лет (Тугаринов и др., 1965; Kazakov, Knorre, 1970). По пирконам габоро-гранофировой интрузии, которая считается связанной с элгетейскими эффузивами (Гамалея, 1968б), но не имеет с ними контактов, получены более высокие значения U-Th-Pb возраста — 1900—1960 млн. лет. K-Ar датировки слюд из ранних фаз улканских гранитов, прорывающих элгетейскую свиту, обычно составляют 1784-1880 млн. лет, но иногда достигают 1913 и 1974 млн. лет. а рибекит и биотит заключительной их фазы — соответственно 1650 и 1600 млн. лет. U-Th-Pb определения возраста цирконов улканских гранитов при хорошей сходимости данных в одной пробе, показавшей 1140 млн. лет, оказались резко дискордантными в двух других (Тугаринов и др., 1965; Гамалея, 1968а). В то же время анализ геологических соотношений улканско-уянский показывает, что комплекс моложе широко развитых на Алданском щите процессов ретроградного метаморфизма и гранитов с возрастом 1950—2000 млн. лет (см. ниже). Поэтому можно считать, что время накопления комплекса не выходило за рамки 1800—1900 млн. лег.

Рис. 24. Схематический профиль через Улканский прогиб, по Ю. Н. Гамалея (1968б)

1 — гнейсы фундамента; 2 — эффузивы кислого состава; 3 — эффузивы среднего и основного состава повышенной щелочности; 4—эффузивы среднего и основного состава; 5 — кварцевые и аркозовые песчаники; 6 — полимиктовые песчаники; 7 — конгломераты; 8 — интрузивные породы: а — габбро, 6 — гранофировые граниты. Свиты: Тр — топориканская, U1 — улкачанская, E1 элгетейская, Br — бириндинская

Всем рассмотренным слоистым сериям нижнего протерозоя предшествовал этап гранитизации, метаморфизма и складчатости с возрастом около 2600—2800 млн. лет. который наложился на различные более древние образования. Помимо ранее рассмотренных районов этот этап фиксируется геологическими и (или) геохронологическими методами на большей части Карелии, в центральной Финляндии, на Кольском полуострове (Полканов. Герлинг, 1964; Герлинг, Глебова-Кульбах и др., 1965; Герлинг и др., 1970; Маслеников, 1968: Салоп, 1971: Kouvo, Tilton, 1966), в зоне беломорид (Герлинг, Глебова-Кульбах и др., 1965; Шуркин, 1968; Тугаринов. Бибикова, Горлов, 1970; Кратц и др., 1970), в фундаменте Русской плиты (Кратц и др., 1971: Хаин, 1970), на Алданском щите, в зоне Станового хребта (Глебовицкий и др., 1965; Геохронология докембрия Сибирской платформы.... 1968: Михайлов и др., 1969; Соботович, Рудник, 1971), в Южно-Енисейском кряже (Геохронология докембрия Сибирской платформы..., 1968), менее определенно — на Анабарском массиве (А. Я. Кры лов и пр., 1963: Тарасов и пр., 1963) и в некоторых других районах.

Несмотря на широкое проявление рассматриваемого тектоно-магматического цикла на площади Северной Евразии, только в Сибири с ним было связано образование более или менее обширных зон консолидации, тогда как в Европе бо́льшая часть археид вошла в состав фундамента раннепротерозойских геосинклинальных систем. На примере Карелии показано, что в связи со складчатостью в конце раннего протерозоя архейский гранитогнейсовый фундамент претерпел повторную переработку и реоморфизм (Кратц, 1963; Геология и петрология..., 1969; Шуркин, 1968).

Сохранившиеся от последующей интенсивной переработки области архейской складчатости в фундаменте Русской платформы имеют вид более или менее изометричных, иногда округло-угловатых глыб, разделенных линейными более молодыми геосинклинальными системами, для которых обычно доказывается связь с крупными разломами (Тектоника Евразии, 1966; Палей, 1965; Хаин, 1970; и др.). Такие соотношения позволяют встать на точку зрения тех геологов, которые полагают, что выработка раннепротерозойского структурного плана была в той или иной мере связана с дроблением ранее сформированного фундамента. В Сибири на примере Удоканского прогиба устанавливается генетическая связь с разломами и для протоплатформенных прогибов (Федоровский, Лейтес, 1968).

Среди описанных нижнепротерозойских отложений с возрастом от 2700±100 до 1900±100 млн. лет ясно выделяются два типа разрезов: вулканогенно-осадочный, заключающий в нижней части значительные залежи железистых кварцитов (криворожская серия, гимольская серия и карельский комплекс), и преимущественно терригенный (удоканская серия). Общим для них является деление на две различные по составу, а в Карелии также по структуре и по степени метаморфизма части, в верхней из которых (свита K₃, ятулий, кеменская подсерия) появляются более грубые пли (и) менее зрелые терригенные отложения, меняется характер вулканизма, а в геосинклинальных разрезах, кроме того, исчезают железистые кварциты (рис. 25). Развивая выводы К. О. Кратца (1963), Г. И. Каляева (1965), К. О. Кратца и В. М. Чернова (1971) о принадлежности ятулия и основной по мощности части свиты K₃ к орогенным образованиям, можно трактовать эти толщи как нижнюю молассу, связанную с ранними фазами раннепротерозойской эпохи складчатости.

Известная самостоятельность аналогов карельского комплекса на Балтийском щите за пределами Карелии (Кратц и др., 1964; Шуркин, 1968; Салоп, 1971), наличие в ряде регионов гранитоидов с возрастом 2100— 2200 млн. лет, близким к возрасту предкарельских гранитоидов Карелии (Геохронология докембрия Украины, 1965; Тугаринов, Войткевич, 1966; Геохронология докембрия Сибирской платформы..., 1968), а иногда и отсутствие верхних членов рассматриваемого комплекса — все это говорит о том, что упомянутое деление (нижний и средний протерозой К. О. Кратца, палео- и мезопротозой Л. И. Салопа) связано с событиями широкого радиуса действия. Однако эти события были гораздо менее значительны, чем свекофенские (1900±100 млн. лет), и потому те и другие вряд ли могут служить историко-геологическим обоснованием адекватных стратиграфических рубежей, как это нередко принимается.

Кульминация свекофенского магматизма и метаморфизма на Балтийском щите устанавливается около 1800—1900 млн. лет назад (Герлинг, Глебова-Кульбах и др., 1965; Герлинг и др., 1970; Wetherill, Kouvo et al., 1962; Kouvo, Tilton, 1966; Welin, Blomqvist, 1966; Gorokhov et al., 1970; и др.). На Украине к этому времени относится становление житомирских гранитов (изохронный U-Pb возраст 1860—1890 млн. лет), в Сибири — Чуйско-Кодарского комплекса (1900±100 млн. лет) и его аналогов (см. рис. 25).

Со складчатостью свекофенного возраста была связана консолидация обширных поясов в фундаменте Русской платформы и отдельных поясов в Сибири, а одновозрастный магматизм и местами ультраметаморфизм обнаружили широкую латеральную экспансию (Кратп, 1963; Палей, 1965; Кратц и др., 1970). Говоря словами К. О. Кратца и его соавторов (1970, стр. 4), «гранитоиды свекофенской эпохи занимают огромные территории и располагаются как в пределах свекофенской подвижной зоны. так и на площадях более ранней стабилизации» (например, беломориды Балтийского щита, алданский архей). В пределах беломорид основная масса изотопных датировок, полученных разными методами, лежит в пределах 1600-2100 млн. лет, причем изохронные U-Pb определения возраста пегматитов оказались равными 1860 млн. лет (Виноградов, Тугаринов, 1964). Обработка тех же определений по методу Аренса—Везерила (Герлинг, Глебова-Кульбах и др., 1965; Герлинг и др., 1970) показала, что возраст пегматитов 1950 млн. лет и коль скоро они завершают магматическую деятельность в пределах беломорид, то все меньшие значения омоложены. Недавно И. М. Горохов и А. И. Тугаринов получили изохронные Rb-Sr я U-Рь датировки беломорских пород, превышающие 2500-2600 млн. лет, которые подтвердили геологические представления о том, что беломориды входят в состав архейских образований, которые позднее — около 1950 млн. лет назад — были охвачены процессами ультраметаморфизма (Шуркин. 1968).

Более сложная картина наложенных преобразований рассматриваемого этапа раскрывается для архея Алданского щита (Судовиков и др., 1965; Геохронология докембрия Сибирской платформы..., 1968; Михайлов и др., 1969). Д. А. Михайлов и Н. А. Неелов устанавливают в ходе этих преобразований ряд стадий: а) формирование жильных метасоматитов, возраст которых по ортиту 1980 млн. лет (U-Th-Pb), по флогопиту — 1730—2130 (K-Ar), по амфиболу — 1740—2130 млн. лет (K-Ar); б) внедрение гранитов, прорывающих метасоматиты, и связанный с ними высокотемпературный диафторез архейских пород; U-Th-Pb возраст гранитов 1950, диафторитов — 1975—2000 млн. лет; К-Аг датировки первых 1700—1920 млн. лет; в) процессы милонитизации, сопровождавшиеся внедрением гранит-пегматитов с возрастом 1700 (U-Th-Pb, ортит) и 1750—1850 млн. лет (K-Ar, слюды, амфибол).

Для этапа геологической истории, непосредственно следовавшего за кульминацией свекофенской складчатости, на рассматриваемой территории типичны спорадически развитые, но весьма показательные по составу толщи. Они характеризуются сочетанием различных, нередко весьма грубых, фациально изменчивых пестроцветных обломочных континентальных и прибрежно-морских отложений с кислыми и более редкими основными вулканитами, среди которых значительную роль играют продукты наземных извержений, в том числе игнимбриты; типично присутствие среди лав



Рис. 25. Схема соотношений главных литостратиграфических комплексов протерозоя Северной Евразии

Условные обозначения к рис. 25, 48, 64 и 76 1-7 — преобладающий состав пород: 1 — терригенный, главным образом полимиктовый, 2 — терригенный, главным образом моно- и олигомиктовый, 3 — песчано-конгломератовый (молассы конца раннего протерозоя), 4 — терригеннокарбонатный, 5 — карбонатный, 6 — вулканогенный, главным образом основной, 7 — вулканогенный, главным образом кислый; 8 — метаосадочные и метавулканогенные толщи с джеспилитами; 9 — тиллиты; 10 — тиллоиды; 11 палеозойские отложения; 12 — метаморфические серии нижнего протерозоя; 13 — метаморфические серии архея; 14 — кислые интрузии; 15 основные интрузии; 16 — метасоматиты; 17 — 21 методы изотопного датирования: 17 — К-Аг, 18 —

Rb-Sr, 19 — U-Th-Pb, 20 — модельный свинцовый, 21—изохронный; 22—23 — объект изотопного датирования (возраст в млн. лет): 22 — минералы и валовые пробы интрузивных и метаморфических пород, 23 — глауконит, 24 — валовые пробы осадочных, метаосадочных, вулканогенных и метавулканогенных пород, 25 — наложенная минерализация, 26 — обломочный циркон, 27 — сингенетичный циркон вулканогенных пород, 28 — уран осадочных и метаосадочных пород; 29 — возможные возрастные пределы данного подразделения

Комплексы строматолитов (римские цифры в кружках): І — нижнерифейский, ІІ— среднерифейский, ІІІ — верхнерифейский, ІV — юдомский (терминального рифея). Арабские цифры в кружках — литостратиграфические подразделения: 1— серия Уайтуотер; 2 формация Карлсвелл; 3—серия Хорнби-Бей; 4 формация Кингстон-Пик; 5— серии Уайтуотер, Спиуа, Кимберли, Бастион; 6— формация Маунт-Паркер; 7— серия Кунианди; 8— серия Маунт-Хауз; 9— вулканиты Клиффдейл, Эдит-Ривер и их аналоги; 10— серия Коранна комагматичных интрузий, а также развитие внутренних размывов и трансгрессивных перекрытий. К числу этих комплексов принадлежат относительно более древний (1800—1900 млн. лет) улканско-уянский Учуро-Майского района и более молодой (1700—1800 млн. лет) субиотний Скандинавии и его аналоги в Польше и на Украине, акитканская серия Прибайкалья, урикская (далдарминская) свита Присаянья, для которых радиогеохронологически доказывается общая одновозрастность, а также, вероятно, падринская свита Муйской зоны Забайкалья, челюскинская свита Таймыра и свита Кумпу-Ораниеми Финляндии и ее аналоги на Балтийском щите.

Структурное положение всех этих толщ весьма характерно. Часть из них выполняет линейные асимметричные прогибы, вытянутые вдоль границ стабильных массивов с поясами молодых в то время складчатых сооружений или с зонами интенсивных повторных динамо-термальных преобразований. Другие из рассматриваемых серий выполняют пологие наложенные впадины в пределах складчатых областей свекофенского возраста. Такие впадины особенно характерны для западной окраины Русской платформы, где группируются в общирный пояс, протянувшийся от Швеции и Норвегии к Украине (А. А. Богданов, 1967).

В отношении акитканской серии, объединяющей порфировую и молассоидную формации (Салоп, 1964а; Мануйлова и др., 1964; Головенок; 1967; Мац и др., 1968), неоднократно развивался вывод о том, что она отвечает орогенному этапу развития нижнепротерозойской подвижной области, а В. К. Головенок (1967, стр. 47) подчеркивал, что данная серия «генетически более тесно связана с нижнепротерозойским этапом развития Байкальской горной области, как бы завершая его».

Сходные выводы были сделаны в отношении субиотния, когда его рассматривали как субсеквентное образование свекофенид (Stille, 1958), как их вулканогенную молассу (А. А. Богданов, 1967; Богданов, Хаин, 1968) либо как заключительный элемент свекофенского этапа развития, объединенный с ним возрастными соотношениями и происхождением лав из анатектической магмы, возникшей в ходе свекофенской складчатости (Welin, 1966а, b; Lundqvist, 1968). Характеризуя обстановку формирования субиотния, А. А. Богданов (1967, стр. 17) писал, что это была «эпоха раздробления фундамента, консолидированного заключительными свекофенскими тектоническими движениями... эпоха образования мощных и глубоких разломов, с которыми связано возникновение характерных зон дробления п сланцеватости, развитие резко выраженных горообразовательных (глыбовых) движений, формирования в межгорных впадинах моласс, проявления (вдоль разломов) вулканических процессов и внедрения гранитоидов платформенного типа».

Показательно, что одновременно с формированием рассматриваемых обломочных пород и связанной с ними кислой вулкано-плутонической ассоциации в некоторых зонах раннепротерозойских геосинклинальных систем происходила главная фаза складчатости, сопровождавшаяся высокотемпературным метаморфизмом и плутонизмом (например, позднее свекофениды), а в пределах карелид завершался низкотемпературный региональный метаморфизм, датируемый 1750±50 млн. лет по общему для архейских и нижнепротерозойских пород статистическому максимуму K-Ar определений.

Все сказанное позволяет трактовать рассматриваемые толщи как позднеорогенный комплекс свекофенской складчатости и, следовательно, считать его завершающим звеном раннепротерозойского этапа развития, как это уже предполагалось (Головенок, 1967; Келлер, Семихатов, 1968; Беккер, 1972; Welin, 1966а) в отношении некоторых его членов.

Вслед за накоплением позднеорогенного комплекса на территории Русской и Сибирской платформ и обрамлявших их миогеосинклиналей наступила эпоха выравнивания, маркируемая развитием площадной коры выветривания, характерной для рассматриваемого времени (Мац и др., 1969; Сидоренко, Чайка, 1970). Наступление нового крупнейшего этапа развития ознаменовалось накоплением базальных горизонтов рифейских серий, которые, как правило, пространственно оторваны от позднеорогенного комплекса нижнего протерозоя. Эта оторванность, с одной стороны, подчеркивает геологическое значение рубежа, разделяющего упомянутые образования, а с другой — порождает проблему расшифровки их возрастных соотношений.

РИФЕЙ (ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ)

Верхний протерозой Северной Евразии в ряду одновозрастных образований других континентов занимает особое место. На его примере историко-геологическим методом была доказана стратиграфическая самостоятельность данного подразделения, получившего название рифея (Шатский, 1945, 1952a, б, 1960, и др.), создана первая общая схема его расчленения на палеонтологической основе (Келлер и др., 1960; Комар и др., 1964) и дано ее геохронологическое обоснование (Гаррис и др., 1964). Возможности обособления и расчленения рифея СССР были предопределены природными его особенностями — большой стратиграфической полнотой разрезов, слабой степенью вторичных изменений, обилием карбонатных толщ, содержащих строматолиты и микрофитолиты, наличием глауконитсодержащих пород, пригодных для изотопного датирования. Пути реализации этих возможностей открыл свойственный советской геологической школе стратиграфический подход к вопросам геологии докембрия.

Ниже суммированы сведения о строении лишь наиболее важных опорных разрезов рифея нашей страны; более подробную информацию по этому вопросу, описание промежуточных разрезов и соответствующую библиографию можно найти в недавно опубликованных сводках (Стратиграфия СССР, 1963; Келлер и др., 1967; Келлер, 1968; Келлер, Семихатов, 1968). Данные об изотопном возрасте рифейских глауконитов СССР, за исключением особо оговоренных, суммированы в работах: М. А. Гаррис и др. (1964), Геохронология докембрия Сибирской платформы... (1968), М. А. Семихатов и др. (1973).

Нажний рифей

Нижнерифейские отложения в Северной Евразии пользуются ограниченным распространением, будучи доказаны палеонтологически и (или) радиологически лишь в нескольких районах.

В типовом разрезе Южного Урала к нижнему рифею относят бураянскую серию, которая несогласно налегает на тараташские гнейсы и прорывающие их граниты. Максимальный возрастной предел серии ранее определялся 1600—1650 млн. лет (Гаррис и др., 1964; Келлер, 1964, 1968) в соответствии с самыми низкими значениями К-Аг возраста слюд более древних пород. В свете данных, изложенных в гл. II (см. раздел 1), приходится оценивать этот предел в 1900—2000 млн. лет на основании следующих датировок: добурзянские граниты — 1720—1870 млн. лет (Rb-Sr, валовые пробы, Дунаев, 1967); тараташские гнейсы — 2000—2200 млн. лет (U-Th-Pb, циркон; Rb-Sr, полевой шпат); их метасоматически измененные разности — 1660—1736 и 1700—1806 млн. лет (K-Ar соответственно по биотиту и микроклину); жила, секущая эти гнейсы, — 1690 млн. лет (Rb-Sr, мусковит) (Овчинников и др., 1964; Гаррис, Постников, 1970а; Тугаринов, Бибикова и др., 1970).

В составе бурзянской серии выделяются три свиты (Келлер, 1952, 1968; Гарань, 1946; Стратиграфия СССР, 1963), образующие законченный осадочный цикл от обломочных кварц-полевошпатовых и аркозовых пород с полчиненными вулканитами внизу (айская свита, 800-2250 м) до кремнистых, существенно строматолитовых доломитов с магнезитом в середине (саткинская свита, 1900—2400 м) и филлитовидных сланцев и алевролитов с пачками частично строматолитовых доломитов вверху (бакальская свита, 1200—1400 м). Саткинские строматолиты представлены Kussiella kussiensis (Masl.), Conophyton sp., бакальские — Con. cylindricus Masl., Con. lituus (?) Masl., Gongylina differensiata Kom. (Крылов. 1963: Комар и др., 1965). Среди микрофитолитов этих свит определены Osagia pulla Z. Zhur., Vesicularites rotundus Z. Zhur., Radiosus kussiensis Zabr. (Журавлева, 1968; Забродин, 1967). Минимальный возрастной предел бурзянской серни определяется изотопными данными по прорывающим бердяушским гранитам рапакиви. Возраст их слюд 1360-1410 (K-Ar) и 1278-1440 (Rb-Sr) млн. лет (Гаррис, 1964; Овчинников и др., 1964). Новые датировки, полученные U-Th-Pb и изохронным Rb-Sr методами, сведены в табл. 1. U-Pb изохрона, построенная А. И. Тугариновым, Е. В. Бибиковой и др. (1970) по лвум точкам, отвечает возрасту 1430 млн. лет.

Таблица 1. Возраст пород Бердяушского массива по данным U-Th-Pb и Rb-Sr методов, млн. лет

Литературный источник	U-Th-Pb метод, циркон				
	Ppres Ppres	Pbree U238	<u>Pbso</u>	Pb ²⁰⁸ Th ²¹²	Кр-Sг изох ронный метод
Л. И. Салоп, Г. А. Мурина (1970)	1575	1510	1535	1555	1560 ± 30
А. И. Тугаринов, Е. В. Бибикова и др. (1970)	{ 1466 1404	1452 1016	1446 1132	830 700	_

Обращаясь к интерпретации этих цифр, необходимо отметить, что, как отметила М. А. Гаррис, для построения Rb-Sr изохроны Л. И. Салопом и Г. А. Муриной были использованы образцы не только собственно гранитов рапакиви, но и других пород, развитых в пределах Бердяушского массива. Однако совпадение изохронной Rb-Sr и конкордантной U-Th-Pb датировок позволяет считать, что минимальный возрастной предел бурзянской серии определяется цифрой 1560±30 млн. лет. Если это так, то данная серия, долгое время рассматривавшаяся как тип нижнего рифея, не исчерпывает собою объема слоев, охарактеризованных первым комплексом строматолитов и микрофитолитов.

Полнее разрез нижнего рифея в Сибири, особенно в ее северной части, где нижний и средний рифей связан постепенным переходом. Здесь, на Оленекском поднятии и Анабарском массиве, рассматриваемые отложения в общем виде состоят из двух частей (рис. 26): изменчивой по мощности и, видимо, по стратиграфическому объему базальной толщи кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников, гравелитов и аргиллитов, на Анабаре — с редкими пластами основных эффузивов (мукунская серия Анабара и сыгынахтахская свита Оленекских разрезов), и вышележащей толщи преимущественно строматолитовых доломитов с прослоями глинистых разностей и алевролитов (соответственно котуйканская и кютингдинская свиты) (Савицкий и др., 1959; Беляков и др., 1964; Комар, 1966).

Учитывая выпадение базальной части мукунской серии на восточном склоне Анабарского массива и датировки глауконита, можно думать, что в западных разрезах названная серия по объему превосходит сыгынахтахскую свиту. Напротив, котуйканская и кютингдинская свиты прекрасно сопоставляются между собой как по геологическим данным, так и по последовательности содержащихся в них строматолитов (Комар, 1966) и по составу микрофитолитов (Журавлева, 1964; Мильштейн, 1970). Осно-

83



Мльинская

Рис. 26. Сопоставление разрезов нижнего рифея Сибири

1 — конгломераты; 2 — песчаники кварц-полевошпатовые; 3 — песчаники кварцевые; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — песчанистые доломиты; 7 — глинистые доломиты; 8 — доломиты (а — со строматолитами); 9 — основные эффузивы; 10 — основные силлы; 11—20 — строматолиты: 11 — Kussiella kussiensis, 12 — K. vitata, 13 — K. sp., 14 — Omachtenia, 15 — Conophyton garganicus, 16 — Colonnella discreta, 17 — Col. lineata, 18 — Stratifera undata, 19 — Nucleella figurata, 20 — Congylina differensiata; 21 — изотопный возраст по глаукониту, млн. лет ванием мукунской серии служат архейские граниты и гнейсы, претерпевшие значительные динамо-термальные преобразования около 1800—1900 млн. лет назад, а сыгынахтахская свита покоится на метаморфических сланцах эекитской серии нижнего протерозоя, прорванной синорогенными гранитами и пегматитами с К-Аг возрастом по слюдам 1840—2080 млн. лет (Геохронология докембрия Сибирской платформы..., 1968).

Принципиально так же построен нижний рифей в Учуро-Майском районе (Нужнов, 1967; Келлер и др., 1967). Новые данные Вл. А. Комара, М. А. Семихатова, С. Н. Серебрякова и Б. Г. Воронова (1970) показали. что отложения этого возраста распространены здесь отнюдь не так широко, как считалось ранее, а приурочены к двум разобшенным структурам — Учурской впалине и северной части Юдомо-Майского прогиба. В Учурской впадине несогласно на архее и на породах улканской и уянской серий Залегают породы учурской серии: красные и серые кварцевые и более релкие кварц-полевошпатовые песчаники и гравелиты гонамской свиты (80-140 м) и постепенно сменяющая их омахтинская свита (200-220 м) ритмичное чередование хемогенных, строматолитовых и микрофитолитовых доломитов, их песчанистых разностей, алевролитов и песчаников. Строматолиты представлены здесь эндемичными омахтениями, единичными Collenia undosa Walc. и куссиеллами: в аналогах (Воронов и др., 1966) этой свиты в Юдомо-Майском прогибе, где ее мощность резко возрастает (см. рис. 27), найлены Kussiella kussiensis (Masl.), Nucleella figurata Kom., Congulina differensiata Kom. Среди микрофитолитов в омахтинских доломитах известны раннерифейские Osagia libidinosa Z. Zhur., Radiosus tenebricus Z. Zhur. и пр. Глауконит из нижней части гонамской свиты имеет возраст 1500—1570 млн. лет, из средней части омахтинской — 1400 млн. лет.

Иначе построены условно относимые к нижнему рифею очень характерные по составу толши тепторгинской серии, окуньской и анайской свит, развитые по северной и западной периферии Байкальской горной области. Типичными для них являются кварцевые песчаники, кварциты и высокоглиноземистые породы, представляющие собою переотложенную кору выветривания (Головенок, 1964; Салоп, 1964а; Мац, Бухаров, 1967; и др.). В верхних горизонтах этих толщ на смену мономиктовым породам прихо-Лят кварп-полевошпатовые и полимиктовые песчаники, а в тепторгинской серии — и основные вулканиты (медвежевская свита). Среди перечисленных подразделений наиболее ясно стратиграфическое положение окуньской и анайской свит Прибайкалья: они несогласно перекрыты среднерифейским байкальским комплексом и налегают на акитканскую серию анайская свита с явными, а окуньская со скрытыми несогласиями. Глауконит из верхней части окуньской свиты имеет К-Аг возраст 1350 млн. лет. Тепторгинскую серию Патомского нагорья одни геологи сопоставляют с окуньской свитой (Головенок, 1964, 1967; Келлер и др., 1967; Мац. Бухаров, 1967; Мац и др., 1968, 1969), полагая, что они маркируют одну эпоху выветривания, другие коррелируют ее с акитканской серией (Салоп, 1964а, 1968б), а третьи, ссылаясь на дискуссионные выводы о том, что тепторгинская серия древнее гранитов с возрастом 1.6—1.9 млрд. лет, относят ее к довольно глубоким слоям нижнего протерозоя (А. Н. Неелов, В. С. Федоровский). Подкреплением первой точки зрения кроме сходства состава служат указания на наличие в конгломератах тепторгинской серии галек акитканских пород (Мац, Бухаров, 1967), данные о сходстве ирельских гранитов с чуйскими, считающимися дотепторгинскими (Мануйлова и др., 1964), и о наличии между ними и тепторгинскими породами коры выветривания.

Рассмотренные толщи Сибири формировались в простых обширных структурах, наложенных как на метаморфический, местами гранитизированный фундамент различного возраста, так и на приразломные прогибы, выполненные неметаморфизованными вулканогенно-терригенными отложениями акитканской и улканской серий (Келлер и др., 1967; Клитин и др., 1970). Нижнерифейские отложения обычно подстилаются корой глубокого химического выветривания и содержат в своем составе ее переотложенные продукты (Головенок, 1964; Мац и др., 1969; Сидоренко, Чайка, 1970). Эта кора в различных районах Сибири накладывается на образования разного возраста — от архея и до акитканской серии с возрастом около 1700 млн. лет. Учитывая региональный характер распространения данной коры, есть все основания полагать, что она маркирует собою одну эпоху выветривания, которая отделяет этап формирования нижнерифейских толщ от более ранних этапов развития.

Нужно отметить, что генетическая связь с корой выветривания составляет характерную черту нижнерифейских отложений не только Сибири. Наиболее ярко она проявляется в существенно терригенном типе их разрезов, но достаточно четко выражена и в терригенно-карбонатном, особенно если применить к нижнерифейским доломитам то генетическое истолкование, которое было предложено В. Н. Григорьевым, М. А. Семихатовым и С. Н. Серебряковым (1969) для более молодых доломитов Сибири.

Средний рифей

Среднерифейские отложения Северной Евразии распространены гораздо шире, чем нижнерифейские, отражая мощную морскую трансгрессию на платформы, заложение по их окраинам миогеосинклиналей и развитие системы авлакогенов в теле поднятых ранее щитов (Келлер и др., 1967; Келлер, Королев и др., 1968).

Лучший разрез среднего рифея на территории Северной Евразии вскрывается в Учуро-Майском районе и Западном Приверхоянье. Его строение и палеонтологическая характеристика, известные по работам В. А. Ярмолюка (1946), С. В. Нужнова и В. А. Ярмолюка (1959) и С. В. Нужнова (1960, 1967), были существенно уточнены в последнее время (Семихатов, Комар, 1965; Воронов и др., 1966; Крылов и др., 1968; Комар и др., 1970, 1973; Крылов, Шаповалова, 1970а). В основании среднего рифея несогласно на архее, а местами (р. Белая) и на нижнем рифее, по нашим данным (Комар и др., 1970), залегает аимчанская серия. Она развита главным образом в Юдомо-Майском прогибе и быстро выклинивается к западу, на окраине Учуро-Майской плиты (рис. 27). В основании серии выделяется песчаносланцевая талынская свита (от 120—150 до 1000 м), а выше следует светлинская свита (до 1500 м) — серые, обычно строматолитовые доломиты с пачкой черных аргиллитов и алевролитов в середине. Состав строматолитов этой серии отражен на рис. 16.

Отложения более молодой керпыльской серии в осевой зоне Юдомо-Майского прогиба залегают согласно или с размывом на аимчанских породах, а западнее срезают их и переходят на фундамент и на нижний рифей Учурской впадины. В основании серии залегает темноцветная песчано-алевролитовая тоттинская свита (до 1200 м), которая в отдельных зонах по местным особенностям расчленяется на самостоятельные свиты (Нужнов, Ярмолюк, 1959; Нужнов, 1967; Воронов и др., 1966). Затем следуют маркирующая малгинская свита пестрых тонкослоистых, у кровли местами битуминозных известняков (50—400 м) и связанная с нею взаимопереходами ципандинская свита светлых, обычно окремненных массивных строматолитовых доломитов (200—600 м).

Венчает разрез среднего рифея Учуро-Майского района нижняя, нерюенская, свита лахандинской серии. В осевой зоне Юдомо-Майского прогиба она залегает на подстилающих породах согласно, а западнее в ее основании появляется размыв, а местами и бокситоносная кора выветривания (Каминский, Потапов, 1968). Нерюенская свита сложена существенно строматолитовыми известняками и доломитами с прослоями и пачками иестроцветных аргиллитов и алевролитов (250—800 м). В восточных разрезах последние подчинены карбонатным породам и более или менее равномерно распределены по их разрезу, а западнее концентрируются у основания и кровли свиты (см. рис. 27), в результате чего она получает трехчленное деление (кумахинская, мильконская и нельканская подсвиты). Строматолиты в этих подразделениях составляют лахандинскую (Крылов и др., 1968; Крылов, Шаповалова, 1970а), или нерюенскую (Комар и др., 1970), ассоциацию, которая, как уже говорилось, характеризует верхние горизонты среднего рифея (см. рис. 16). Микрофитолиты этих отложений представлены формами второго комплекса (Журавлева, 1964; Якшин, 1970).

Рассмотренные отложения Учуро-Майского района на пяти стратиграфических уровнях датированы по глаукониту (см. рис. 2, 27); цифры убывают вверх по разрезу от 1250—1270 млн. лет в средней части талынской свиты до 950—1000 млн. лет в средней части нельканской подсвиты нерюенской свиты (Kazakov, Knorre, 1970). На Омнинском поднятии кислые интрузии и основные дайки, видимо предшествующие керпыльской серии, имеют К-Аг возраст соответственно 1414—1400 и 1250—1280 млн. лет (валовые пробы; Геохронология докембрия Сибирской платформы..., 1968).

Таким образом, среднерифейские отложения Учуро-Майского района охватывают два полных осадочных ритма (аимчанская и керпыльская серии) и нижнюю часть вышележащего ритма (лахандинская серия), верхними своими горизонтами уходящего в верхний рифей. Аналоги этих ритмов и некоторых их характерных членов устанавливаются в разрезах Секеро-Востока СССР (Комар и др., 1970).

Принципиально то же строение имеют среднерифейские отложения на Оленекском поднятии (Комар, 1966), но здесь осадочные ритмы выделяются в ранге свит. К рассматриваемым горизонтам относятся арымасская, дебенгдинская и нижняя часть хайпахской свиты. Разрез каждой из них начинается глауконит-квардевыми песчаниками (иногда очень грубыми), алевролитами, аргиллитами, а заканчивается существенно строматолитовыми доломитами с прослоями и небольшими пачками алевролитов. В арымасской свите соцержатся Baicalia minuta Kom., Conophyton lituus Masl. Osagia columnata Reitl., в дебенгдинской — Conophyton metula Kir., Colonella cormosa Kom., Gongylina zonata Kom. и др., в нижней части хайпахской — Conophyton garganicus Kor., а в верхней ее части появляются гимнозолены и другие верхнерифейские строматолиты а также микрофитолиты (Комар, 1966; Журавлева, 1964). К-Аг датировки глауконита, относящиеся к семи уровням в пределах названных свит, образуют убывающий вверх по разрезу ряд от 1250-1260 млн. лет в нижней части арымасской свиты до 985—990 млн. лет в средней и 920 млн. лет в верхней части хайпахской (см. рис. 2). К контакту кютингдинской и арымасской свит приурочен силл диабазов (до 150 м), имеющих К-Аг возраст 1100—1090 млн. лет (валовые пробы).

Среднерифейские отложения Туруханского района (Кириченко, 1955; Стратиграфия СССР, 1963; Семихатов, 1962) имеют много общего с керпыльской и нижней частью лахандинской серии (более древние толщи здесь не вскрыты), хотя и не обнаруживают четкой ритмичности строения (см. рис. 2). Палеонтологическая характеристика этих отложений оказывается также близкой. В свите линок, сопоставимой с малгинской, содержатся Malginella malgica Kom. et Semikh., в вышележащей сухотунгусинской — Baicalia prima Semikh., Tungussia nodosa Semikh., а в более молодых деревнинской (второкаменской) свите и свите буровой представлена лахандинская ассоциация форм: Baicalia lacera Semikh., B. rara Semikh. (свита буровой), Conophyton lituus Masl., Con. metula Kir., редкие колоннелы, массовые якутофитоны, своеобразные байкалии (деревнинская свита). Вместе с тем в деревнинской свите известны редкие представители групп Inzeria и Gymnosolen. Микрофитолиты названных свит. согласно З. А. Журавлевой (1964), представлены Vesicularites flexuosus Reitl., Glebosites glebosites Reitl., Osagia composita Z. Zhur., O. tenuilamellata Reitl.



Рис. 27. Схема сопоставлений разрезов рифейских отложений Учуро-Майского района, по материалам Вл. А. Комара, М. А. Семихатова, С. Н. Серебрякова, с использованием данных С. В. Нужнова (1967)

1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — плитатые известняки малгинской свиты; 4 — битуминозные известняки и доломиты; 5 — кремнисто-глинистые доломиты; 6 — песчанистые известняки и доломиты; 7 — микрофитолитовые известняки и доломиты; 8 — обломочные известняки и доломиты; 9 — строматолитовые известняки и доломиты; 3 — обломочные известняки и доломиты; 9 — строматолитовые известняки и доломиты; 10 — алевролитовые известняки и доломиты; 12 — песчаники; а—столбчатые, 6 — пластовые); 10 — алевролитовые известняки и доломиты (строматолиты: а—столбчатые, 6 — пластовые); 13 — подопвак кембрия, 14 — подопва среднего рифея, 15 — других фитем рифея, 16 — серий, 17 — свят, 18 — подсвит; 19 — важнейшие фациальные изменения; 20 — изотопный возраст глауконита, млн. лет; 21 — дорифейские породы; 22 — положение серий разрезов, послуживших основой для составления стратиграфических колонок (см. врезку).

Свиты: gn — гонамская; om — омахтинская; ii — талынская; sv — светлинская; ii — тоттинская (местные свиты внутри тоттинской: en — эннинская, on — омнинская, bk — бикская, ms мускельская); ml — малгинская; zp — ципандинская; nr — нерюенская (нижняя, средняя и верхняя подсвиты); ig — игниканская; kn — кандыкская; uk — устькирбинская; jd — юдомская (нижняя и верхняя подсвиты)

₁ – фитемы; II – серии; III – свиты



М. С. Якшин (1970) указывает отсюда также Vesicularites bothrydioformis (Krasnop.), Nubecularites uniformis Z. Zhur. и некоторые другие формы, обычные в более молодых отложениях. Необходимо отметить присутствие в деревнинской свите (в керне скважины и в естественных выходах) остатков Sabellidites ex gr. cambriensis (Jan) (Драгунов, 19586; Стратиграфия СССР, 1963, стр. 323).

Принадлежность рассматриваемых отложений к среднему рифею подтверждается тем, что глауконит из верхней части свиты буровой имеет возраст 925—950 млн. лет, а непосредственно выше появляются массовые верхнерифейские строматолиты, пришедшие на смену лахандинской их ассоциации. Глауконит из более низких горизонтов района показал меньшие значения: деревнинская свита 880, стрельногорская — 940, 885, 887, 847 и 615 млн. (Кляровский, Чайка, 1964; Казаков и др., 1966; Лебедев, 1969). Проанализированные образцы из стрельногорской свиты не обнаруживают минеральных следов вторичных преобразований, но показывают явно заниженные значения возраста.

Вопрос об объеме отложений, принадлежащих среднему рифею на Енисейском кряже, дискуссионен (разбор вопроса см. Келлер и др., 1967). Здесь на тейской серии, прорванной различными гранитоидами с возрастом 1780±100 млн. лет (изохронный Rb-Sr метод) и более, с несогласием залегает сухопитская серия. Ее нижняя часть (кординская, горбилокская и удерейская свиты) представлена мощной (до 5000-6000 м) толщей глинистых сланцев и филлитов, которая в основании несет пачку конгломера- ` тов с гальками мраморов, кристаллических сланцев и гранитов (Мусатов, Волобуев, 1964; Мусатов, 1967), а выше, в западной части кряжа, заключает пласты и пачки вулканогенных пород преимущественно основного состава (Корнев, 1968). Выше в составе серии залегает погорюйская (1000—1500 м) глинисто-песчаниковая и сосновская карбонатная свиты. Последняя в восточных разрезах расчленяется на верхнюю доломитовую аладынскую свиту (50-600 м), местами содержащую магнезит, и нижнюю пестроцветную известняковую свиту карточки (100-400 м), которая играет роль маркирующего горизонта и хорошо сопоставляется со свитой линок Туруханского района. Венчают разрез среднего рифея Енисейского кряжа две базальные свиты тунгусикской серии. Эта серия в Заангарье залегает на сухопитских породах согласно или с размывом, а к югу от р. Тасеевой, по данным А. В. Благодатского. Н. С. Подгорной и Е. К. Ковригиной, переходит прямо на архей. В основании тунгусикских отложений выделяется сложно построенная потоскуйская свита (сланцы, песчаники, карбонатные породы, а в западных разрезах и вулканиты общей мощностью до 1000—2000 м), в верхней, существенно карбонатной части которой (джурская подсвита или свита) содержатся многочисленные Conophyton culindricus Masl., якутофитоны, Baicalia ampla Semikh., Tungussia confusa Semikh. и другие строматолиты лахандинской ассоциации (Семихатов, 1962; Крылов и др., 1968). Выше выделяется существенно сланцевая шунтарская свита (до 2000 м), подстилающая карбонатные породы с массовыми верхнерифейскими строматолитами. Стратиграфическое положение шунтарской свиты и ее сопоставления со свитой буровой Туруханского района (Драгунов, 1958а; Кириченко, 1955, 1958; Семихатов, 1962) обосновывают ее среднерифейский возраст.

Описанные отложения имеют ряд определений изотопного возраста. Валовые пробы потоскуйских эффузивов — 1050 млн. лет (K-Ar метод); залегающие в этой свите метасоматические тейские граниты — 930±70 (изохронный U-Pb метод), 950±70 (ортит, циркон, U-Th-Pb метод) и 550— 1100 млн. лет (слюды, K-Ar метод). Становление этих гранитов относят к рубежу потоскуйского и шунтарского времени (Волобуев и др., 1964; Мусатов, Волобуев, 1964). Для сухопитских пород наиболее надежные данные получены для юго-восточных разрезов: погорюйские глаукониты — 1140—1130 млн. лет, глинистый сланец из той же пачки — 1110 млн. лет (К-Аг, валовая проба), кварцевые порфиры кординской свиты — 1350 млн. лет (К-Аг, валовая проба). В северной части кряжа датировки погорюйских сланцев занижены (585—960 млн. лет), а хлоритизированного глауконита, напротив, завышены (1300 млн. лет). Глауконит из аналогов нижней части сухопитской серии на Чадобецком поднятии имеет возраст 1250—1280 млн. лет.

Если приведенные датировки не омоложены, они прямо подкрепляют вывод о том, что сухопитская серия принадлежит нижней части среднего рифея (Семихатов, 1962; Келлер и др., 1967). Об этом же говорит анализ крупной ритмичности рассмотренной части енисейского разреза. В этой части выделяются три таких ритма. Верхний из них, отвечающий тунгусикской серии, охватывает пограничные отложения среднего и верхнего рифея; по строматолитам и изотопным данным он хорошо увязывается с лахандинским. Два нижележащих цикла Енисейского кряжа, входящих в состав сухопитской серии (Мусатов, 1967) и четко обособляющихся только на востоке региона, по положению и по изотопным данным сопоставимы с соответствующими среднерифейскими циклами Учуро-Майского и других районов Сибири (см. рис. 2). Следовательно, нижний рифей на Енисейском кряже отсутствует или представлен только верхними своими горизонтами, которые мы пока не можем отделить от среднего рифея.

Среднерифейские отложения Патомского нагорья (Салоп, 1964а; Хоментовский, Шенфиль, Якшин, 1969а; Клитин и др., 1970) демонстрируют те же общие закономерности строения. Выделяющиеся в их составе крупные осадочные ритмы (баллаганахская серия, джемкуканская+баракунская и валюхтинская + каланчевская свиты) обладают не только ясной индивидуальностью в вертикальном разрезе, но и различным латеральным распространением: баллаганахская серия выпадает из разреза на склоне Алданского щита, а еще восточнее благодаря дальнейшей редукции нижних горизонтов среднего рифея на кристаллический фундамент налегают уже аналоги валюхтинской свиты (Журавлева и др., 1959; Хоментовский, Шенфиль, Якшин, 1969а; Клитин и др., 1970).

Таким образом, нельзя не видеть прямой аналогии в строении среднего рифея по восточному (Учуро-Майский район) и западному (Патомское нагорье) обрамлению Алданского щита с той лишь разницей, что в первом из этих районов лахандинская серия в современном срезе налегает только на непосредственно предшествующие ей керпыльские отложения, хотя и отделяется от них размывом, а в Патомском нагорье аналоги лахандинских толщ выходят прямо на фундамент. В этой связи нужно вновь упомянуть разрезы Южно-Енисейского кряжа, в которых тунгусикская серия, со всех точек зрения сопоставимая с лахандинской, залегает на дорифее.

Другими примерами залегания довольно высоких горизонтов среднего рифея на дорифейских образованиях являются трехчленный байкальский комплекс Западного Прибайкалья и, видимо, карагасская серия Присаянья в восточных своих разрезах. Карагасскую серию, долгое время считавшуюся вендской, ныне нередко целиком относят к верхнему рифею (Дубин и др., 1969; Хоментовский, Шенфиль, Якшин, 1969а). Однако верхнерифейские строматолиты (*Inzeria, Patomia, Tinnia, Jurusania*) появляются только в верхней части тагульской (изанской) свиты (рис. 28), тогда как в локально развитой шангулежской свите в ряде разрезов присутствуют среднерифейские столбчатые строматолиты и микрофитолиты (Дольник, Воронцова, 1972) и только в разрезе по р. Большой Бирюсе, в районе Главного плёса, в ней указываются представители более древнего сообщества пластовых строматолитов и микрофитолитов (Работнов и др., 1971). Вопрос о стратиграфических соотношениях толщ, содержащих эти органические остатки, еще требует уточнения.

С развиваемыми представлениями о верхнерифейском возрасте верхней части карагасской серии не вяжутся указания на то, что эта серия прорвана диабазами, по валовым пробам которых K-Ar методом получены две



Рис. 28. Сопоставление разрезов верхних горизонтов рифея Енисейского кряжа и Восточного Саяна

1 — конгломераты; 2 — полимиктовые и литокластические песчаники; 3 — олигомиктовые песчаники; 4 — алевролиты; 5 — посевдотиллиты (валунно-галечные аргиллиты); 6 — аргиллиты, сланцы; 7 — терригенный флиш; 8 — мергели; 9 — доломиты; 10 — известняки; 11 — строматолиты; 12 — каменная соль; 13, 14 — изотопный возраст, млн. лет: 13 — по глаукониту, 14 — по зффузивам; 15 — среднерифейские строматолиты; 16 — верхнерифейские строматолиты; 17 — возраст подстилающих пород; 18 — граниты и их изотопный возраст, млн. лет

группы цифр изотопного возраста: 1124—1192 и 724—970 млн. лет (определения лабораторий Иркутского геологического управления и Института геохимии СО АН СССР). Но, по данным П. И. Шамеса (устное сообщение, декабрь 1972 г.), первая группа цифр относится к диабазам, локализованным в шагулежской свите, а вторая группа — к диабазам, прорывающим несогласно залегающие тагульскую и ипситскую свиты.

Приведенные данные, а также общее сходство последовательности на-

пластования тагульской и ипситской свит с тунгусикской серией позволяет коррелировать эти подразделения между собой (см. рис. 28). Вопрос об аналогах шангулежской свиты в разрезе Енисейского кряжа при настоящем уровне знаний остается открытым.

Иначе построен средний рифей на склонах Анабарского массива (Беляков и др., 1964; Комар, 1966; Злобин, Голованов, 1970). Здесь он залегает согласно на нижнем и представлен толщей частого ритмичного чередования хемогенных, строматолитовых и микрофитолитовых доломитов (до 600 м), среди которых на трех стратиграфических уровнях наблюдаются тонкие прослои и линзы песчанистых разностей, алевролитов и аргиллитов, местами содержащих глауконит. Появление этих пород, согласно М. Н. Злобину (1968), маркирует основание осадочных ритмов, два нижних из которых М. Н. Злобин объединяет в некюлээхскую свиту, а верхний выделяет как чурбукскую. Ранее эти породы описывали в составе нижней и частично верхней подсвит юсмастахской свиты.

Положение границы среднего и верхнего рифея в анабарском разрезе определялось противоречиво (Комар, 1966; Злобин, Голованов, 1970; Мильштейн, 1965, 1970; Серебряков, 1971а, б), а иногда присутствие среднего рифея вообще отрицалось (Журавлева, 1964; отчасти Мильштейн, 1970; Крылов и др., 1968). Причиной этого служит своеобразие строматолитового сообщества описываемых пород (широкое развитие пластовых и желваковых форм, присутствие эндемичных видов и некоторых групп) и наличие в них той ассоциации микрофитолитов, которая в других районах Сибири описывалась в верхнем рифее (Radiosus limpidus Z. Zhur., R. elongatus Z. Zhur., R. crustosus Z. Zhur., Asterosphaeroides floriformis Z. Zhur., A. ligibilis Z. Zhur. и др.). К выводу о среднерифейском возрасте рассматриваемых отложений приводит следующее: 1) согласное залегание описанных пород с нижне- и верхнерифейскими; 2) наличие в основании юсмастахской (некюлээхской) свиты глауконита с возрастом 1300 млн. лет, а в основании чурбукской — с возрастом 1150—1170 млн. лет; 3) присутствие в некюдээхской свите среди байкалий, колоннелл и конофитонов тех их видов, которые характеризуют заведомо среднерифейские отложения Оленекского поднятия (Комар, 1966). Граница среднего и верхнего рифея может быть намечена в средней части чурбукской свиты, в основании пачки с верхнерифейскими Gymnosolen, Boxonia, Inzeria.

Все сказанное рисует средний рифей Сибири как сложно построенный комплекс, отличающийся различной стратиграфической полнотой в разных структурных зонах. При этом редукция его объема происходит за счет выпадения нижних горизонтов на склонах крупных поднятий, и в Сибири нет разрезов, отличающихся первичным выпадением средней или верхней части среднего рифея. С разрезами такого типа мы встречаемся в Европе.

На Южном Урале между палеонтологически и радиологически доказанным нижним (бурэянская серия) и верхним рифеем (катавская свита каратавской серии) залегают два комплекса пород, разделенных несогласием и этапом внедрения основных даек: юрматинская серия и зильмердакская свита каратавской серии. Юрматинская серия, залегающая с угловым несогласием на бурзянской и считающаяся более молодой, чем бердяушские рапакиви (Стратиграфия СССР, 1963; Келлер, 1968), расчленяется на четыре свиты. Нижняя из них — локально развитая машакская — представлена песчаниками, конгломератами и основными эффузивами (до 1500 м), две вышележащие свиты — зигальгинская (200—1500 м) и зигазино-комаровская (600—1600 м) — сложены серыми и темно-серыми кварцито-песчаниками, алевритами и филлитами, а более молодая, авзянская, имеет карбонатно-сланцевый состав (900—1800 м). В основании авзянской свиты известны строматолиты Conophyton sp. и Colonella sp., а в верхней части, кроме того, — Baicalia baicalica (Masl.), Conophyton cylindricus Masl., Con. metula Kir., Jacutophyton sp., а также микрофитолиты Osagia tenuilamellata Reitl. и Vesicularites flexuosus Reitl. (Крылов, 1963; Комар и др., 1965; Крылов и др., 1968).

Зильмердакская свита (700-2000 м), несогласно залегающая на различных горизонтах авзянской, имеет четырехчленное строение: две пачки серых и розовых кварцевых и кварп-полевошнатовых песчаников, каждая из которых вверх по разрезу сменяется пачкой глинисто-алевритового состава. Верхняя из них согласно перекрывается пестропветными глинистыми известняками катавской свиты, которые заключают одноименный комилекс строматолитов (Крылов, 1963; Крылов, Шаповалова, 1970а) и содержат глауконит с возрастом 965 млн. лет (Гаррис, Постников, 1970а). Из зильмердакской свиты в литературе нередко указывается глауконит с возрастом 1000 млн. лет (Гаррис и др., 1964 и др.), но принадлежность датированного образца к данной свите ныне оспаривается Б. М. Келлером и другими геологами. Несомненные аналоги зильмердакской свиты на северном побережье Кольского полуострова (пяреярвинская свита) наряду с омоложенными имеют К-Аг датировки глауконита 1015—1060 млн. лет (Беккер и др., 1970), а те же горизонты в Волго-Уральской области (каверинская и иргизская свиты) — до 1007 млн. лет.

Максимальный возрастной предел зильмердакской свиты оценивается в 1100±80 млн. лет на основании К-Аг датировок диабазов, предшествующих данной свите и ее аналогам в Волго-Уральской области (1013— 1195 млн. лет; Гаррис и др., 1967; Гаррис, Постников, 1970б), и α-Рb возраста обломочного циркона из зильмердакских песчаников (1100 млн. лет).

Юрматинские отложения Южного Урала обладают рядом изотопных датировок. Глауконит из верхней части авзянской свиты имеет возраст 1260 млн. лет, машакские эффузивы наряду с резко омоложенными характеризуют две К-Аг цифры — 1315 и 1330 млн. лет (Гаррис, Постников, 1970а), а по урану фосфатных конкреций из зигальгинских песчаников получены дискордантные значения (по свинцовому отношению 1360— 1570 млн. лет), графическая обработка которых привела В. М. Ершова с соавторами (1969) к выводу о том, что возраст минерализации равен 1430 млн. лет.

При сравнении уральского разреза описанных отложений с сибирскими обращает на себя внимание, что изотопный возраст зигальгинской свиты превосходит датировки базальных горизонтов среднего рифея Сибири, а возраст глауконита из авзянской свиты (верхняя, реветская ее толща) совпадает с возрастом талынской свиты (нижняя часть аимчанской серии) —соответственно 1260 и 1250—1270 млн. лет. Авзянские строматолиты принадлежат явно не к самым молодым комплексам среднего рифея. но имеем ли мы эдесь дело с ципандинской их ассоциацией, как считают И. Н. Крылов и другие (1968; Крылов, Шаповалова, 1970а), или со светлинской, как полагает Вл. А. Комар (устное сообщение), без дополнительных исследований с уверенностью сказать нельзя. Однако уже имеющиеся палеонтологические данные и К-Аг датировки поставзянских диабазов. близкие к 1100 млн. лет (см. выше), говорят о том, что наиболее высоких слоев среднего рифея, отвечающих лахандинскому горизонту, в составс юрматинской серии нет. Указание на наличие лахандинских строматолитов в аналогах данной серии на Северном Урале (Аблизин и др., 1969) опиралось на находки здесь ниже синегорских кварпитов Baicalia sp. и Jacutophyton sp.; сочетание этих таксонов не дает оснований для таких заключений.

Прежде чем переходить к увязке более молодых горизонтов рифея Сибири и Урала, напомним, что в сибирских разрезах лахандинская ассоциация строматолитов присутствует в базальных горизонтах крупного осадочного ритма (серии) с возрастом от 1050 ± 20 до 950 ± 50 млн. лет, а в вышележащих горизонтах этого ритма сменяется катавской ассоциацией, открывающей собой верхнерифейскую их сукцессию.

Отсутствие лахандинских строматолитов в уральском разрезе затруд-

няет его сравнение с сибирским. Приведенные выше палеонтологические и радиологические данные, а также положение зильмердакской свиты в основании крупного трансгрессивного комплекса осадков, непосредственно ниже распространения катавских строматолитов, приводит к корреляции этой свиты с нерюенской и ее аналогами. В этой связи нужно напомнить, что в разрезах Северо-Востока СССР аналоги нерюенской свиты замещаются терригенными породами (Комар и др., 1970), и именно эти разрезы обнаруживают наибольшее сходство строения с базальной частью каратавской серии Урала.

Из приведенных сопоставлений вытекает один важный вывод в отношении общей схемы расчленения рифея. Лахандинский горизонт в соответствии с составом его строматолитов рассматривается здесь как представитель среднего рифея, тогда как зильмердакская свита во всех схемах расчленения рифея, начиная со схемы Б. М. Келлера (1952), на основании историко-геологических данных считалась верхнерифейской. В данной работе предпочтение в расчленении верхнего докембрия отдано палеонтологическому критерию. Поэтому лахандинский горизонт, зильмердакская свита и их аналоги включены в средний рифей. Тем самым делается дальнейший шаг в разделении объемов общих подразделений рифея и объемов литостратиграфических комплексов уральского разреза, исторически выбранного как тип рифея и подчиненных ему единиц. Первый шаг в этом направлении был сделан, когда укская свита, венчающая каратавскую серию, на основании палеонтологических данных была выделена из состава верхнего рифея и отнесена к венду (терминальному рифею).

Возвращаясь к изложению регионального материала по среднему рифею Северной Евразии, необходимо остановиться на иотние Балтийского шита, представляющем особый тип отложений этого возраста. Иотнийские отложения приурочены к обособленным впадинам, нередко ограниченным крупными разломами, и полнее всего изучены в Далекарлии, в Центральной Швеции (Гейер, 1967; Lundqvist, 1968). Здесь с размывом на субиотние и на его коре выветривания залегают краснопветные аркозовые и литокластические песчаники и алевролиты (более 800 м), которые подстилаются изменчивой по мощности (20-240 м) пачкой конгломератов. а в средней части содержат горизонт основных эффузивов. Эти отложения прорваны силлами и дайками долеритов Осби, К-Аг возраст которых по амфиболу 1098, по пироксену и амфиболу — 1100, по пироксену — 1350 млн. лет (Герлинг и др., 1966); их Rb-Sr возраст оценивается в 1300-1400 (?) млн. лет (Welin, 1966b). Для осадочных пород иотния Далекарлии К-Аг методом получены цифры 965—1185 млн. лет. а для аналогичных пород Финляндии — 1150—1310 млн. лет (Герлинг и др., 1966). Следовательно, возраст иотния Скандинавии близок к 1300—1200 млн. лет. и он может быть отнесен к нижней части среднего рифея, хотя не исключено, что его формирование началось в конце раннего рифея. На территории СССР иотнию принадлежат развитые в Прионежье красноцветные песчаники и основные вулканиты салминской свиты (Шуркин, 1968), имеющие K-Ar датировки лав 1300 млн. лет, а также близкие по составу отложения крестцовской свиты одноименного прогиба в Белоруссии. Пластовые тела диабазов, залегающие в этой свите, датируются К-Аг методом 1245 и 1345 млн. лет, вулканиты — 1200 млн. лет.

Итак, средний рифей Северной Евразии не только распространен гораздо шире, чем нижний, но и обнаруживает бо́льшую сложность и разнообразие типов строения. Наиболее характерны для рассмотренной территории полные разрезы среднего рифея, тесно слитые с верхним, а иногда и с нижним рифеем и обычно обладающие крупной ритмичностью. Менее типичны для Северной Евразии неполные разрезы среднего рифея, представленные только нижними горизонтами фитемы (например, иотний) либо только верхними ее горизонтами, которые слиты с верхнерифейскими толщами и далеко не всегда в существующих стратиграфических схемах от них отличаются. В Сибири этот тип разреза развит только на склонах общирных поднятий, а в Европейской части Союза пользуется более широким распространением. Как мы увидим ниже, три намеченных типа разрезов среднего рифея устанавливаются далеко за пределами Северной Евразии.

Верхний рифей

Верхнерифейские отложения в Северной Евразии распространены уже, чем среднерифейские и по сравнению с ними отличаются большей пестротой состава. Наиболее полные и богато палеонтологически охарактеризованные разрезы отложений этого возраста располагаются на Южном Урале. Здесь в составе каратавской серии Башкирского антиклинория выше зильмердакских пород выделяются три согласно пластующиеся свиты: 1) катавская (200-600 м) — пестроцветные глинистые известняки и доломиты; 2) инзерская (200-700 м) — плитчатые песчаники, алевролиты и аргиллиты; 3) миньярская (300-600 м) — серые существенно строматолитовые поломиты, разделенные на две подсвиты (минкскую и быянкскую) терригенной пачкой (Беккер, 1961; Гарань, 1946; Стратиграфия СССР, 1963; Келлер, 1968). В катавской свите содержатся строматолиты Inzeria tjomusi Kryl., Jurusania cylindrica Kryl., а у кровли (симская подсвита) — Gymnosolen ramsayi Steinm. В минкских породах известны G. ramsayi, Katavia karatavica Kryl., Boxonia (?) bianca Raab., а в быянкских — Inzeria djejmi Raab., Gymnosolen ramsayi, Minjaria uralica Kryl. (Крылов, 1963; Раабен, 1969: Крылов, Шаповалова, 1970а).

Среди микрофитолитов каратавской серии определены Osagia crispa Z. Zhur., Vesicularites ovatus Z. Zhur., Asterosphaeroides serratus Z. Zhur., Vermiculites anfractus Z. Zhur., a также Vermiculites tortuosus Reitl., Vesicularites elongatus Zabr., Ves. concretus Z. Zhur. и др. (Забродин, 19686). Глауконит из катавской свиты имеет возраст 965 млн. лет, из инзерской — 800—920 млн. лет, из минкской подсвиты — 813—760, а из бьянкской — 667—733 млн. лет (Гаррис и др., 1964; Гаррис, Постников, 1970а). Вышележащие отложения укской свиты, которые венчают разрсз каратавской серии, содержат юдомский комплекс фитолитов и заключают глауконит с возрастом 660 млн. лет и менее.

Каратавская серия Башкирского антиклинория, за исключением укской свиты, по геологическим, радиогеохронологическим и палеонтологическим данным (Келлер, 1952, 1968; Стратиграфия СССР, 1963; Крылов, 1963; Раабен, 1969; Беккер и др., 1970), находит свои аналоги в рассольненской, деминской и низьвенской свитах Полюдова кряжа, кедровской серии Среднего Урала (рис. 29) и в кильдинской серии арктического побережья Кольского полуострова. Тот же тип строения верхнего рифея представляет сердобская серия Пачелмского прогиба (Келлер, 1968; Кирсанов, 1970б). Ее нижняя часть, сложенная континентальными красными песчаниками с каолинитом (каверинская свита) и глауконитовыми песчаниками и алевролитами (пргизская свита; 932—1007 млн. лет), обычно сопоставляется с зильмердакской свитой Урала, а верхняя, терригеннокарбонатная, часть (пересыпкинская свита), заключающая III комплекс микрофитолитов и глауконит с возрастом 741—876 млн. лет, коррелируется с верхней частью каратавской серии.

Отличительной особенностью рассмотренных разрезов является то, что верхний рифей в них выступает геологически единым комплексом, тесно слитым с верхними горизонтами среднего рифея и, как мы увидим далее, с терминальным рифеем. Иные типы строения рассматриваемых отложений характерны для Сибири (см. рис. 25, 27, 28).

В Учуро-Майском районе (Нужнов, 1967; Семихатов, Комар, 1965; Комар и др., 1970) верхний рифей имеет ясное двучленное строение. Его нижняя часть слагается известняками и доломитами игниканской свиты

(80-300 м), которая венчает разрез лахандинской серии и содержит строматолиты — Inzeria tiomusi Kryl., In. confragosa (Semikh.), а в основанин — Baicalia maica Nuzhn. (см. рис. 16). Мнения о возрастном показапин микрофитолитов той же свиты расходятся. З. А. Журавлева (1964) и Л. И. Нарожных (1965) не отличают их от развитых в нерюенской свите и считают среднерифейскими, а В. Е. Забродин (1967) указывает отсюда ряд выделенных им форм, аналогичных развитым в верхнем рифее Полюдова кряжа и Южного Урала. Верхняя часть верхнего рифея Учуро-Майского района представлена уйской серией. Эта серия, приуроченная главным образом к Юдомо-Майскому прогибу (см. рис. 27), сложена сероцветными кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами (по 4—4,5 км), которые в верхней части в юго-восточных разрезах замещаются грубыми полимиктовыми красными песчаниками (Беэр, 1965). Глауконит из нижней, кандыкской, свиты этой серии имеет возраст 720 млн. лет, а вся серия прорвана интрузиями центрального типа, возраст которых на основании имеющихся довольно разноречивых датировок может быть оценен в 675±25 млн. лет (Семихатов и др., 1970). В одном из разрезов кандыкской свиты указывается верхнерифейская *Tinnia patomica* Dol. (Крылов. Шаповалова, 1970а).

Двучленное строение верхнего рифея более резко выражено на Енисейском кряже. К нижней его части здесь относятся известняки свиты Серого ключа (до 550 м) и терригенно-карбонатные отложения дадыктинской свиты (до 600 м), которые завершают разрез тунгусикской серии и тесно связаны с базальной ее частью (Семихатов, 1962; Стратиграфия СССР, 1963; Мусатов, Волобуев, 1964; Мусатов, 1967). Обе эти свиты содержат верхнерифейские строматолиты (Minjaria uralica Kryl. и др.) и предшествуют гранитоидам Посольненско-Ангарского комплекса. которые имеют изохронный U-Pb возраст 850±50 млн. лет. Их Rb-Sr датировки по микроклину - 820 млн. лет, К-Аг по мусковиту - 403-970, по биотиту — 430—1017 млн. лет. Отложения верхней части верхнего рифея Енисейского кряжа, образовавшиеся после внедрения этих гранитов. структурно наиболее четко обособлены в северной части района. В северовосточных разрезах с размывом и угловым несогласием на разных горизонтах среднего рифея залегают (см. рис. 29): 1) лопатинская свита краснопветные литокластические терригенные породы, а в кровле -- и доломиты с Conophyton sp. (от 0 до 500 м); 2) карьерная или вандадынская свита — серопветные песчаники и аргиллиты с прослойками доломитов, содержащих верхнерифейские Osagia grandis Z. Zhur., Asterophaeroides serratus Z. Zhur., Nubecularites uniformis Z. Zhur. и др. (150-580 м); 3) чивидинская свита (s. str.) — терригенный флиш, который к подножию консидементационного поднятия замещается тиллоидами, содержащими прослои кислых эффузивов и их туфов (200-1200 м) (Григорьев, Семихатов, 1958; Семихатов, 1962; Мусатов, 1967; Постельников, 1971). В карбонатных прослоях свиты известны Conophyton sp.; принадлежность к чивидинской свите доломитов с юдомскими микрофитолитами (Постельников, 1971) строго не доказана. К-Аг возраст ее кислых эффузивов 700 млн. лет, тогда как датировки глауконита из средней части более древней карьерной свиты обычно лежат в пределах 735-812 млн. лет, а одна составляет 688 млн. лет.

В северо-западной части кряжа с рассмотренными отложениями обычно сопоставляется терригенно-карбонатная вороговская серия, залегающая несогласно на различных более древних образованиях вплоть до нижнего протерозоя. Менее ясен вопрос об аналогах верхней части верхнего рифея в юго-восточной части региона. Здесь с размывом на дадыктинской свите тунгусикской серии залегает ослянская серия, в своем основании сложенная песчано-сланцевой нижнеангарской свитой (до 600 м), заключающей пласты промышленно-важных гематитовых песчаников, а в верхней части представленная темными известняками дашкинской свиты (до 2000 м).





1 — ТИЛЛЕТЫ И ТИЛЛОИДЫ; 2 — КОНГЛОМЕРАТЫ; 3 — ПЕСЧАНИКИ И КВАРДИТЫ; 4 — ПЕСЧАНИКИ ПОЛЕВО-ШПАТОВО-КВАРДЕВЫЕ И АРКОЗОВЫЕ; 5 — ГЛИНИСТЫЕ СЛАНЦЫ ЗЕЛЕНОЙ ОКРАСКИ; 6 — ГЛИНИСТЫЕ СЛАНЦЫ КРАСНОЙ ОКРАСКИ; 7 — ЧЕРНЫЕ И ТЕМНО-СЕРЫЕ СЛАНЦЫ; 8 — КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ; 9 — ВУЛКАНОГЕН-ИМЕ ПОРОДЫ; 10 — ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ПОРОД ПО ГЛАУКОНИТУ, МЛИ. ЛЕТ; 11^{*}— НАХОДКИ ОНКОЛИ-ТОВ: 12 — НАХОДКИ СТРОМАТОЛИТОВ.

.

Строматолиты этой свиты сходны с дадыктинскими, а мнения о ее микрофитолитах расходятся. З. А. Журавлева устанавливает здесь последовательную смену трех подкомплексов их юдомского комплекоа (Журавлева и др., 1969), а М. С. Якшин выделяет верхнелахандинский комплекс, в его схеме характеризующий пограничные отложения среднего и верхнего рифея. Многие геологи указывают, что по южной центриклинали Могдыгайской синклинали тасеевская серия терминального рифея в полном своем объеме несогласно налегает на дашкинские известняки, но иногда допускаются латеральные взаимопереходы дашкинских известняков и тасеевских песчаников (Журавлева и др., 1969). Для разрешения этих противоречий необходимы дополнительные исследования, но в настоящее время точка зрения о дотасеевском и, следовательно, о доюдомском возрасте дашкинской свиты по-прежнему кажется мне предпочтительнее.

Иначе построен верхний рифей в северных разрезах Сибири. В Туруханском районе на свите буровой согласно залегает преимущественно карбонатная толща (Кириченко, 1955; Стратиграфия СССР, 1963), которая расчленяется на три свиты: шорихинскую (строматолитовые и кремнистые доломиты, 650-700 м), мироединскую (красные глинисто-карбонатные отложения, 200—220 м) и первопорожскую или туруханскую (краснопветные строматолитовые доломиты, до 250-300 м). Комплекс строматолитов торихинской [Inzeria confragosa (Semikh.), Minjaria uralica Kryl., редкие Baicalia lacera Semikh.] и первопорожской свит [Inzeria tiomusi Kry]., In. nimbifera (Semikh.)] резко отличается от комплекса из более древних отложений и в согласии с микрофитолитами (Журавлева, 1964) определяет верхнерифейский возраст перечисленных свит (Семихатов, 1962; Келлер и др., 1967). Выше в разрезе обычно помещают темные доломиты речкинской свиты и светлые строматолитовые доломиты дурномысской: Вл. А. Комар и С. Н. Серебряков (1969) убедительно показали, что эти породы представляют собой повторенные по разлому пограничные горизонты буровой и шорихинской свит. На описанные отложения несогласно налегают юпомские (вендские) толши нижней подсвиты платоновской свиты. Наличие в кровле доюдомского разреза Туруханского района упомянутых инзерий и проводившиеся В. И. Драгуновым (1958а) сопоставления мироелихинской и первоподожской свит с дадыктинской свитой Енисейского кряжа, а шорихинской — со свитой Серого ключа говорят о том, что в описываемом районе присутствуют лишь нижние горизонты верхнего рифея.

Значительной редукцией верхнерифейских отложений характеризуются и разрезы сибирского Заполярья. На Анабарском массиве эти отложения развиты лишь на западном склоне, где представлены фитогенными и хемогенными доломитами с кремнями, которые выделяются как верхняя часть верхней подсвиты юсмастахской свиты (Беляков и др., 1964; Комар, 1966; Келлер и др., 1967) или верхняя часть чурбукской (Злобин, 1968). В своем основании эти доломиты содержат Gymnosolen furcatus Kom., выше — Inzeria maculata Gol., Boxonia lissa Kom., Kotuicania kortinata Kom. и другие характерные верхнерифейские строматолиты (Комар, 1966; Голованов, 1970). Комплекс микрофитолитов верхнеюсмастахских отложений существенно не отличается от развитого в нижнеюсмастахских (Журавлева, 1964; Мильштейн, 1965, 1970).

Окончание подписи к рис. 29

Свиты: rs — рассольнинская, dm — деминская, nz — низьвенская, uch — устьчурочинская, sch — среднечурочинская, sch — верхняя подсвиты), kl — клыктанская, dr — дресвянская, sn — синегорская (sn_1 — нижняя, sn_2 — верхняя подсвиты), kl — клыктанская (kl_1 — нижняя, kl_2 — верхняя подсвиты), ss — ослянская, fd — федотовская, us — усьвинская, in — танинская, gr — гаревская (gr_1 — нижняя, gr_3 — верхняя подсвиты), ks — койвинская, bl — бутонская, kl_3 — керенсская, stp — старопечникая, gr_4 — верхняя подсвиты), ks — койвинская, bl — бутонская, kr — кереноская, stp — старопечникая, prv — переволокская, chk — чернокаменская, chk_1 — нижняя, chk_2 — верхняя подсвиты), uss — устьснлвицкая, av — авзянская, zi — зильмердакская, kl — катавская, in — инзерская, mn — миньярская, uk — укская, ur — урюкская, bs — басынская, kk — куккураукская, zg — зиганская

На Оленекском поднятии к верхнему рифею относится верхняя часть хайпахской свигы (около 200 м). Это локально сохранившиеся от предъюдомского размыва строматолитовые известняки и доломиты с прослоями алевролитов и песчаников. Вблизи основания они содержат Gymnosolen furcatus Kom. и Gongylina mixta Kom., а у кровли — Kotuicania torulosa Kom. и Boxonia lissa Kom. Последовательность этих форм служит основой для корреляции рассматриваемых отложений с верхнечурбукскими (Комар, 1966; Комар, Семихатов, 1968). К-Аг возраст глауконита из слоев с указанными гимнозоленами 920 млн. лет. Следовательно, верхние горизонты верхнего рифея здесь отсутствуют. То же самое, видимо, характерно и для разреза Хараулахского поднятия.

Полные разрезы верхнего рифея вскрыты в Северо-Байкальском и Патомском нагорьях. Здесь в составе верхней части кадаликанской серин, согласно налегая на ее среднерифейскую часть и лишь с местным размывом перекрываясь отложениями терминального рифея, залегают жуинская (никольская) свита зеленоватых глинистых известняков и мергелей (200— 1200 м) и ченчинская свита пестроцветных хемогенных и фитогенных известняков и подчиненных им аргиллитов (350—850 м). В нижнеченчинских породах известны желваковые строматолиты Tinnia patomica Dol. и другие, а в верхнеченчинских, кроме того, — Patomica ossica Kryl., Inzeria gigantea Dol., Lenia jacutica Dol. и др. (Дольник, 1969; Дольник, Воронцова, 1971). Микрофитолиты этой свиты представлены Osagia crispa Z. Zhur., Os. grandis Z. Zhur., Os. aculeata Z. Zhur., рядом радиозусов и астеросфероидессов, часть которых встречена и в жуинской свите (Журавлева, 1964; Дольник, 1969).

При корреляции сибирских и уральских разрезов верхнего рифея мы можем опираться на прослеживание катавского комплекса строматолитов (Крылов, Шаповалова, 1970а) и на радиологические данные. По этим материалам, катавская свита в общем виде сопоставляется с нижней, наиболее широко распространенной частью верхнего рифея Сибири (игниканская свита и ее аналоги), а инзерская и миньярская свиты — с уйской серией, лопатинской, карьерной и чивидинской свитами и одновозрастными толщами.

Общим для описанных разрезов является то, что в них весь верхний рифей или только его нижняя часть тесно слиты со среднерифейскими отложениями. По внутреннему строению рассмотренные разрезы подразделяются на 3 типа: 1) полные, геологически единые разрезы существенно карбонатного (Урал, Полюдов кряж, Патомское нагорье) или терригенно-карбонатного (Пачелмский прогиб) состава; 2) полные разрезы с четким двучленным делением: карбонатные породы внизу и терригенные вверху (Учуро-Майский район, Енисейский кряж); 3) разрезы, представленные лишь нижними горизонтами верхнего рифея, выраженными в карбонатных фациях (Туруханск, Оленекское поднятие, Анабарский массив, Хараулахский выступ).

Терминальный рифей

Ни одно подразделение верхнего докембрия СССР не вызвало столь противоречивых суждений о методе своего выделения, объеме и стратиграфической принадлежности, как наиболее молодые слои верхнего протерозоя, известные под названием вендского, или юдомского, комплекса (фитемы), или терминального рифея. Обоснование самостоятельности этого подразделения связано с работами Б. С. Соколова (1952, 1964, 1965, 19676, 1968 и др.), Б. М. Келлера и Б. С. Соколова (1962), З. А. Журавлевой и Вл. А. Комара (1962), Б. М. Келлера и др. (1967), В. В. Хоментовского и др. (1969; Хоментовский, Шенфиль, Якшин, 19696), М. А. Семихатова и др. (1970). Большую роль в этом отношении сыграло опубликование второго тома Стратиграфии СССР (1963).

Ведущее значение для обособления венда на первых порах придавалось историко-геологическим данным, а типом подразделения считались вал-100 дайские или волыно-валдайские толщи северо-запада Русской платформы. С установлением специфики состава микрофитолитов, а позднее и строматолитов в наиболее высоких горизонтах верхнего докембрия СССР (историю вопроса см. Семихатов и др., 1970) в качестве главного критерия обособления данного подразделения выдвинулся палеонтологический. Это обстоятельство объясняет стремление ряда исследователей его типом считать не волынско-валдайские толщи Русской платформы, не содержащие фитолитов, а богато охарактеризованные этими ископаемыми юдомские толщи юго-восточной Сибири (Хоментовский и др., 1969; Хоментовский, Шенфиль, Якшин, 19696; Семихатов и др., 1970; Келлер, 1971).

Двойственность подхода к обособлению венда (юдомия) — с одной стороны, трансгрессивная серия пород, тесно связанная с нижним кембрием, а с другой — комплекс осадков с определенным сообществом органических остатков — привела к тому, что объем этого подразделения в разных районах стал пониматься резко различно. В данной работе рассматриваемос подразделение понимается как наиболее молодой член общей стратиграфической шкалы рифея; его типом принимается та часть юдомской свиты Учуро-Майского района, которая лежит ниже зоны Aldanocyathus sunnaginicus — Tiksitheca licis и содержит характерный комплекс строматолитов и микрофитолитов (Семихатов и др., 1970).

Отложения терминального рифея в Северной Евразии распространены очень широко. Они отражают развитие самой обширной в позднем докембрии морской трансгрессии, которая перекрыла собою почти всю территорию Русской и Сибирской платформ, до тех пор выступавших как приподнятые участки (Комар, Семихатов, 1965б; Келлер, Королев и др., 1968; Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, 1968).

Юдомская свита Учуро-Майского района в свете последних данных (Семихатов и др., 1967а, 1970) выступает как фациально изменчивый комплекс осадков, в котором на площали выделяются шесть типов строения, а в разрезе — два стратиграфических подразделения, отвечающие двум циклам осадконакопления (рис. 30). Нижнее из этих подразделений, выделяемое как нижнеюдомская либо курдатырская подсвита, или аимская свита, представлено изменчивой по мощности (9-400 м) и по составу толщей темных, частично битуминозных известняков и доломитов, аргиллитов, песчаников, а в разрезах Юдомо-Майского прогиба — и пестроцветных лидитов. Верхнее подразделение — верхнеюдомская, или улаханская, подсвита, в районах Алданского щита выходящая прямо на архей (22-460 м), сложено главным образом светлыми сахаровидными доломитами, которым в нижней части местами подчинены песчаники, фитогенные доломиты, а у кровли — известняки. Состав строматолитов и микрофитолитов, как уже говорилось, в нижне- и верхнеюдомских отложениях различается (см. рис. 16). В основании верхней подсвиты им сопутствуют проблематичные образования Suvorovella и Majaella, известные в одном разрезе (Boлогдин, Маслов, 1960), а у кровли свиты — довольно широко распространенные на площади трубки червей Anabarites trisulcatus Miss., позволяющие совместно с микрофитолитами (З. А. Журавлева) наметить здесь (см. рис. 30) аналоги немакит-далдынского горизонта. В юдомской свите, по данным Б. С. Соколова (1972), кроме того, содержатся Rangea sibirica, Cyclomedusa sp., многочисленные сабеллидитиды — Paleolina evenkiana и др.

Для юдомской свиты имеются четыре определения возраста по глаукониту: последовательные уровни в средней и верхней частях курдатырской подсвиты — 650, 635 и 620 млн. лет, нижние горизонты улаханской — 580 млн. лет. Глауконит из раннетоммотских отложений Алдана и Лены имеет возраст 575-540 млн. лет.

В кровле юдомской свиты почти на всей площади ее распространения залегают отложения первой зоны томмотского яруса и только в районах, тяготеющих к своду Алданского щита, фация юдомских доломитов подни-



мается в основании названной зоны (Семихатов и др., 1970). Нижняя граница свиты обычно совпадает с поверхностью размыва, отделяющей ее от упоминавшихся интрузий с возрастом 675±25 млн. лет и более древних образований, и лишь местами в Юдомо-Майском прогибе размыва между юдомской и подстилающей ее терригенной устькирбинской свитой, видимо, нет.

По палеонтологическим, радиологическим и геологическим данным, юдомская свита хорошо коррелируется (см. рис. 30) со сходными толщами севера Сибири (Комар, 1966; Келлер и др., 1967; Семихатов и др., 19676, 1970; Хоментовский и др., 1969; Хоментовский, Шенфиль, Якшин, 1969б), которые по составу строматолитов также расчленяются на две части. В разрезе Анабарского массива, кроме того, лучше, чем где-либо, выделяется наиболее высокая часть дотоммотских отложений — так называемый немакит-далдынский горизонт. Палеонтологическую характеристику этого горизонта составляют трубки червей Anabarites trisulcatus Miss., а также Sabellidites sp., водоросли палеозойского облика: Epiphyton inopinatus Voron., Microcodium laxus Voron., Renalcis sp., Girvanella problematica Mich. et Ether, микрофитолиты Nubecularites abustus Z. Zhur., N. orbicularis Z. Zhur., Nub. brevis Z. Zhur., Volvatella zonalis Nar. и др. (Розанов и др., 1969). Указания В. Е. Савицкого на находки здесь гастропод работами В. В. Миссаржевского и Е. В. Кутейникова не подтвердились. Важной особенностью оленекского разреза терминального рифея является нахождение в нем (хатыспытская свита) совместно с раннеюдомскими строматолитами остатков Rangea sp. (Б. С. Соколов, 1964, 1968). С рассматриваемыми отложениями во многом сходны (см. рис. 30) одновозрастные толщи Патомского нагорья (жербинская, тинновская и нохтуйская свиты) и бассейна р. Олекмы (порохтахская, а возможно, и дикимдинская свиты).

Иной тип разреза рассматриваемых отложений развит в юго-западной части Сибирской платформы и в ее обрамлении (см. рис. 28). На этой территории древнейшие нижнекембрийские ископаемые относятся к кенядинскому горизонту, но учет всех палеонтологических (археоциаты, водоросли, микрофитолиты) и геологических данных делает весьма вероятным вывод о том, что основанию суннагинского горизонта отвечает здесь основание усольского горизонта (Жарков, Хоментовский, 1965; Журавлева и др., 1969; Горячев, Жарков, 1969; Хоментовский и др., 1969; Хоментовский, Шенфиль, Якшин, 1969б). В соответствии с этим отложения терминального рифея в юго-западной Сибири определяются как доусольские.

В северо-восточной части Енисейского кряжа под аналогами усольского горизонта, согласно с ними, на верхнерифейской чивидинской свите и на более древних отложениях залегает мощная (900—3500 м) красноцветная толща, которая выделялась как немчанская свита (Григорьев,

Рис. 30. Сопоставление существенно карбонатных разрезов терминального рифея (юдомия) Сибири, по М. А. Семихатову и др. (1970)

1 -гравелиты и конгломераты; 2 -песчаники; 3 -песчанистые доломиты; 4 -песчаники с глауконитом; 5 -аргиллиты, алевролиты; 6 -доломиты; 7 -кремнистые доломиты, лидиты; 8 -битуминозные доломиты; 9 -микрофитолитовые доломиты; 10 -строматолиты; 11 -доломиты с глауконитом; 12 -микрофитолитовые известняки; 13 -известняки; 14 -битуминозные известняки; 15 -линзы гипса; 16 -карбонатыс брекчии; 17 - разноворастные доломские известняки; 15 -линзы гипса; 16 -карбонатыс брекчии; 17 -разноворастные доюдомские известняки; 15 -линзы гипса; 16 -карбонатыс брекчии; 17 -разноворастные доюдомские отложения; 18 -гва - линзы гипса; 16 -карбонатыс брекчии; 17 -разноворастные доюдомские отложения; 18 -гва - линзы гипса; 20 - Jurusania judomica Kom. et Semikh., 21 - Paniscollenia emergens Kom. et Semikh., 20 - Jurusania judomica Kom. et Semikh., 21 - Paniscollenia emergens Kom. et Semikh.; 24 -четвертый (юдомский) комплекс микрофитолитов, 25 - Nubecularites abustus Zhur., 26 -Алаbarites trisulcatus Miss., 28 -фауна зоны Aldanocyathus sunnaginicus - Tiksitheca licis томмотского яруса; 29 - К-Аг возраст по глаукониту, млн. лет; 30 -границы юдомского комплекса; 31 -гранницы подразделений юдомского комплекса

Семихатов, 1958; Семихатов, 1962), а ныне разделена на терригенно-карбонатную подъемскую (суктальминскую) и вышележащую терригенную немчанскую (s. str.) свиты (см. Постельников, 1971). В первой из них, заключающей глауконит с возрастом 635 и 645 млн. лет, З. А. Журавлева определила смещанный юдомско-кембрийский набор микрофитолитов (Volvatella vadoza Z. Zhur., Ambigolamellatus horridus Z. Zhur., Nubecularites antis Z. Zhur., Osagia radiata Z. Zhur., Os. fimbriata Z. Zhur., Radiosus pusillus Z. Zhur., R. acersis Z. Zhur.). Принадлежность к подъемской свите доломитов с верхнерифейскими микрофитолитами (р. Уволга) (Гавриленко и др., 1971) небезусловна и не исключено, что они относятся к лопатинской свите. Немчанская свита в большей нижней своей части сложена разнозернистыми литокластическими песчаниками, а в меньшей верхней (80-300 м) — кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками с прослоями доломитов у кровли и горизонтом гравелитов и конгломератов в основании. Глауконит из верхней части свиты имеет возраст 600 млн. лет; приводимые в литературе более древние датировки якобы немчанских пород (Гавриленко и др., 1971) относятся к карьерной свите.

В южной части кряжа под усольским горизонтом залегают островная свита и более древняя тасеевская серия. Эта серия, отделенная несогласием от подстилающих пород, представлена изменчивым по мощности (250— 3000 м) комплексом красноцветных литокластических песчаников, который расклинен сравнительно маломощной (80—320 м) маркирующей пачкой сероцветных песчаников, аргиллитов, а иногда и доломитов. Красноцветные толщи обычно описываются как алешинская и мошаковская свиты, сероцветная пачка — как чистяковская свита. Эти названия предложены в 1959 г. А. В. Благодатским, хотя первоначально (Семихатов, 1957, 1962) данные подразделения обособлялись как ковальская, алешинская свиты и нижняя часть шалыгинской свиты. Островная свита (150—550 м), в восточных разрезах, видимо, залегающая на более древних породах трансгрессивно (Хоментовский и др., 1969), начинается горизонтом конгломератов, выше которого следуют полевошпат-кварцевые и кварцевые песчаники, в верхней части чередующиеся с доломитами.

Возраст тасеевской серии и островной свиты до недавнего времени решался путем сопоставлений с радиологически и палеонтологически датированными толщами северо-восточной части Енисейского кряжа. В этом сопоставлении безусловной была увязка островной свиты с верхней частью немчанской свиты, лежащей выше горизонта конгломератов. Недавно полученная датировка глауконита из чистяковских отложений (635 млн. лет) сильно укрепила позицию тех геологов, которые тасеевско-островную толщу считают аналогом подъемской и немчанской свит.

Разрез терминального рифея в Присаянье очень похож на только что описанный (см. рис. 28). Здесь с глубоким размывом на карагасской серии и на прорывающих ее базитах (К-Аг возраст 724—900 млн. лет) залегает оселковая серия (Дубин и др., 1969) зеленоцветных а в верхней части красноцветных терригенных пород (до 2000 м), которым местами подчинены известняки с Osagia tenuilamellata, Os. minuta Z. Zhur., Volvatella vadosa, V. zonalis и с другими микрофитолитами. Эта серия сменяется конгломератами, песчаниками, а затем и терригенно-карбонатными отложениями усть-тагульской свиты, охарактеризованными микрофитолитами Ambigolamellatus horridus, Osagia globulosa, Vesicularites lobatus, Vermiculites tortuosus (определения Г. А. Воронцовой и М. С. Якшина), а также Verm. irregularis (Reitl.), Nubecularites catagraphus Reitl., Renalcis granosus (Работнов и др., 1971); две последние формы ранее отмечались в нижнем кембрии Сибири. Эти отложения согласно сменяются доломитами усольского горизонта.

Усть-тагульская свита, несомненно, отвечает островной свите Енисейского кряжа, а ее терригенная часть, видимо, соответствует парфеновскому горизонту — важному маркеру в доусольской части разреза буровых скважил Иркутского амфитеатра (Горячев, Жарков, 1969; Хоментовский и др., 1969). При корреляции более древних образований обычно принималось, а иногда принимается и сейчас сопоставление карагасско-оселочной толщи с тасеевской. Новые данные, изложенные выше, а также обнаруженные Л. В. Туровой и Л. Н. Раевской гальки карагасских пород в основании тасеевской серии свидетельствуют против таких сопоставлений и позволяют видеть аналоги тасеевской серии в оселочной. Приняв это, легко видеть, что рассматриваемые отложения Енисейского кряжа и Присаяныя геологически делятся на две части: изменчивую по мощности нижнюю, в значительной мере сложенную литокластическими породами (тасеевская серия и ее аналоги), и относительно выдержанную верхнюю, отличающуюся более зрелым составом обломочных пород и появлением доломитов (устьтагульская свита и ее аналоги).

Большинство исследователей аналогами парфеновского горизонта в широко известном разрезе по р. Иркут считают кварцевые песчаники в основании мотской свиты, что, естественно, ведет к заключению о домотском возрасте оселочной серии. В отличие от этого М. А. Жарков, В. В. Хоментовский и другие приводят данные о более высоком положении аналогов этого горизонта в иркутском разрезе: в основании верхнемотской подсвиты (Хоментовский и др., 1969) или у ее кровли (Жарков, Советов, 1969). При этом нижняя часть мотской свиты выступает как аналог той или иной части оселочной серии. Выводы о принадлежности последней к терминальному рифею служат косвенным подтверждением таких сопоставлений.

Соотношения объемов двух подразделений рассматриваемых отложений Присаянья и Енисейского кряжа с двумя подразделениями юдомия в его стратотипической местности пока точно не могут быть установлены. Важным в этом вопросе является следующее: 1) «в первом приближении уже в настоящее время можно сказать, что нижняя граница иркутского горизонта в северных районах в Западном Прибайкалье будет проходить в непосредственной близости к основанию терригенно-карбонатной толщи», описываемой здесь под названием аянканской, или «мотской», свиты (Жарков, Советов, 1969, стр. 50); 2) у основания этой толщи содержится нижнеюдомская Jurusania judomica Kom. et Semikh., а выше (иногда совместно с нею) появляются Jur. sibirica (Jak.), Linella simica Kryl., Boxonia allahjunica Kom. et Semikh. (Королюк, Сидоров, 1969, 1971), характерные для верхнеюдомских отложений стратотипической местности.

Иначе построен терминальный рифей в Европейской части СССР, на Шпицбергене и в Скандинавии. На Урале, в западных разрезах Башкирского антиклинория, в рассматриваемых отложениях выделяются две части (см. рис. 29). Нижняя из них, венчающая разрез каратавской серии, представлена карбонатно-терригенной укской свитой (250-300 м), а верхняя. отделенная от более древних пород размывом, - полимиктовыми песчаниками, алевролитами и конгломератами ашинской серии (до 1400 м) и присутствующими в восточных разрезах терригенными породами криволуцкой серип (до 800 м), содержащими горизонт тиллоидов (Беккер, 1961; Келлер. 1966a). Из верхней карбонатной пачки свиты укской определены строматолиты Linella ukka Kryl., Tungussia bassa Kryl. п микрофитолиты Vesicularites bothrydioformis (Krasnop.), Ves. lobatus Z. Zhur., Ves. concretus Z. Zhur., Nubecularites abustus Z. Zhur., Vermiculites irregularis (Reitl.), Osagia monolamellosa Z. Zhur., Ambiogolamellatus horridus Z. Zhur., Volvatella zonalis Nar., V. vadosa Z. Zhur. и другие характерные представители юдомского их сообщества (Крылов, 1967: Журавлева, 1968; Разбен, Забродин, 1969). Эти данные в согласии с датировками глауконита из нижней пачки укской свиты (612-648, 660 млн. лет) говорят о ее принадлежности к терминальному рифею. Глауконит из нижней части ашинской серии имеет возраст 573 и 597 млн. лет.

Сходно построенные разрезы терминального рифея вскрываются на Полюдовом кряже и на Среднем Урале (Боровко и др., 1964; Келлер, 1966а; Младших, Аблизин, 1967; Аблизин и др., 1969). Присутствующие в их средней части тиллиты (см. рис. 29) принадлежат к так называемому лапландскому горизонту, который имеет широкое распространение в Европе и Северной Атлантике и, как показал Н. М. Чумаков (1971), приурочен здесь к определенному уровню в пределах терминального рифея (несколько ниже его середины). Возраст этого горизонта Н. М. Чумаков оценивает в 650 млн. лет. Вывод о положении лапландских тиллитов внутри терминального рифея опирается как на радиогеохронологические данные, так и на находки юдомских строматолитов и микрофитолитов ниже ледниковых отложений. Такие соотношения лучше всего видны на Шпицбергене (Забродин, 19686; Раабен, Забродин, 1969) и в Белоруссии.

Здесь, в пределах Оршанского прогиба (Бессонова, Чумаков, 1969). в верхней части красноцветной терригенной полесской серии обособляется лапическая (осиповическая) свита (50-70 м) алевролитов и песчаников с прослоями доломитов, в которых определены юдомские Vesicularites concretus Z. Zhur., Ves. reticulatus Nar., Ves. lobatus Reitl., Nubecularites abustus Z. Zhur., Volvatella zonalis Nar., Vol. kokorica Milst., Ambigolamellatus horridus Z. Zhur. и фрагменты строматолитов, по микроструктуре идентичные Boxonia grumulosa Kom. Кроме того, здесь указываются Archaesphaera cambrica Reitl., Katangasia obsoleta Nar., Nuia orshanica Nar., Renalcis belorussicus Nar.; представители этих групп обычно встречаются в нижних горизонтах палеозоя (Журавлева, Чумаков, 1968; Нарожных, Постникова, 1971). Выше, венчая разрез полесской серии, залегают пестроцветные песчаники блоньской свиты (250 м). На эрозионном рельефе различных свит полесской серии и прямо на фундаменте залегает вильчанская свита, сложенная тиллитами, песками и глинами (до 300 м), которые нивелируют эрозионный рельеф и с небольшим размывом покрываются туффитами и песчаниками свислочской свиты (до 120 м). Две последние свиты слагают волынскую серию. На нее так же с размывом налегает валдайская серия в составе гдовских песчаников и глин (100-150 м) и котлинских ритмично чередующихся песчаников, алевролитов и глин (200-300 м) с пленками Laminarites. Для котлинской свиты, подстилающей отложения нижнего кембрия, по глаукониту определен возраст 590 млн. лет. Волынская и валдайская серии Оршанского прогиба хорошо коррелируются с одноименными сериями северо-западной части Русской платформы, которые являются типом венда (Соколов, 1952, 1958, 1968).

При общем взгляде на описанные разрезы терминального рифея среди них легко выделить несколько типов. В Восточной и Северной Сибири наибольшим распространением пользуются существенно карбонатные отложения этого возраста (юдомская свита и ее аналоги), верхняя часть которых на поднятиях геологически обособляется от нижней. Второй тип разреза существенно терригенный — характеризуется преобладанием обломочных пород и появлением карбонатных лишь в верхней части. Этот тип разреза, развитый в Иркутском амфитеатре и в его обрамлении, а также в Игарском районе, обычно имеет двучленное строение благодаря тому, что верхняя его пачка (усть-тагульская свита и ее аналоги) отличается от нижней по составу, а иногда и по появлению в ее основании следов размыва. Общей особенностью этих двух типов разреза является то, что юдомские породы в них почти везде (кроме осевых зон глубоких прогибов) залегают па подстилающих отложениях с размывом и обычно имеют постепенные переходы к нижнему кембрию.

Отложения терминального рифея Европейской части СССР и Скандинавии обнаруживают гораздо более ярко выраженное двучленное строение. Их нижняя часть (укская свита и ее аналоги) тесно связана с верхнерифейскими отложениями, а структурно обособленная верхняя согласно или с размывом перекрывается нижним кембрием (иногда небазальными его горизонтами). Наиболее широко распространенным в Европе является существенно терригенный тип терминального рифея, содержащий в сред-
ней своей части ледниковые отложения (тиллиты, варвы, флювиогляциальные толщи, составляющие лапландский горизонт). Особый тип разреза представляют серия Поларисбреен и верхняя часть подсерии Академикербреен Шпицбергена: при наличии ледниковых отложений в средней части они характеризуются значительной ролью, а в нижней части — и господством карбонатных пород.

Из всего сказанного видно, что полные разрезы терминального рифея наиболее характерны для Шпицбергена и Сибири, выпадение нижних горизонтов данного подразделения здесь наблюдается лишь на сводах крупных положительных структур. Напротив, на Русской платформе и на Урале полные разрезы терминального рифея наблюдаются только в глубоких прогибах, а вне их трансгрессивно на более древних отложениях залегают волыно-валдайские толщи, несущие в основании ледниковые осадки лапландского горизонта.

СИНТЕЗ ДАННЫХ ПО РИФЕЮ

Приведенные данные показывают, что вслед за заключительными этапами свекофенской складчатости и формированием ее орогенного комплекса на огромных территориях Северной Евразии произошло выравнивание тектонических условий, нивелировка рельефа и образование коры выветривания. Собственно ранний рифей выступает как время общего высокого стояния территории современных Русской и Сибирской платформ и их обрамления, а также Северо-Востока СССР (Келлер, Королев и д., 1968; Комар и др., 1970). Лишь по периферии упомянутых платформ в это время существовали отдельные обособленные впадины, в которых накапливались терригенные, по преимуществу мономиктовые толщи, высокоглиноземистые породы, а позднее и доломиты. Видимо, все эти породы генетически тесно связаны с переотложением продуктов коры глубокого химического выветривания (Головенок, 1964; Мац и др., 1969; Сидоренко, Чайка, 1970; Григорьев и др., 1969). Фациальный профиль, наиболее ярко демонстрирующий такую связь, описан в Северо-Байкальском и Патомском нагорьях (Головенок, 1964). Здесь при движении от края Сибирской платформы в глубь Патомской зоны можно наблюдать постепенную смену осадков озерно-аллювиальной равнины (кварцевых песков, высокоглиноземистых илов) пурпольской и анайской свит и дельтовых песчано-галечных образований окуньской и анайской свит прибрежно-морскими менее грубыми отложениями, в которых появляются доломиты и глауконит. Дальнейшее развитие этого фациального ряда демонстрируют отложения учурской серии, в которой по мере удаления от бортов одноименной впадины уменьшается грубость терригенных пород, сокращается относительное их количество и возрастает роль доломитов (Нужнов, 1967; Комар и др., 1970).

Анализ фациальных изменений нижнего рифея названных районов, а также сибирского Заполярья служит обоснованием северной и южной границ обширной раннерифейской суши, занимавшей всю Среднюю Сибирь (Комар, Семихатов, 1965б; Келлер, Королев, и др., 1968; Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, 1968). Выводы о распространении этой суши в широтном направлении опираются на негативные признаки: на отсутствие доказанного нижнего рифея на Енисейском кряже, Чадобецком поднятии и в Учуро-Майском районе к востоку от Учурской впадины. Следовательно, область раннерифейской аккумуляции в Сибири (рис. 31) была значительно уже, чем это рисовалось ранее.

Русская платформа в раннем рифее также представляла в общем приподнятую область. Только по восточной ее окраине отлагались терригеннокарбонатные осадки арланской серии. Их раннерифейский возраст обосновывается как составом микрофитолитов (Забродин, 1967; Ревенко, 1970), так и изотопными данными: глауконит в нижней части – 1515–1535,



Рис. 31. Палеогеографическая схема Сибири и Северо-Востока СССР в раннем рифее. Составлена с учетом палеогеографических реконструкций Б. М. Келлера и др. (1968)

Условные обозначения к рис. 31-34, 49-52, 65-68

1 -поднятия; 2 -аккумулятивные впадины; 3 -предполагаемая граница морского бассейна; 4 - 14 -зоны преимущественного накопления: 4 -галечников, 5 -песков, 6 -алевритов, песков, глин, 7 -глин и алевритов, 8 -карбонатно-терригенныхосадков, 9 -песков и карбонатных осадков, 10 - доломитовых (a) и песчано-доломитовых (b) осадков, 11 -известковых осадков, 12 -глин с известковыми (a) и доломитовыми (b) осадками, 13 - основных вулканитов, 14 кислых вулканитов; 15 -кислая вулкано-плутоническая ассоциация и ее предполагаемая граница; 16 - псевдотиллиты и тиллоиды; 17 -тиллиты; 18 -область развития анорогенных гранитоидов и ее граница; 29 -область наложенного высокотемпературного метаморфиама и плутонизма и ее граница; 20 -область развития полных разрезов среднего рифея; 21 -границы фациальных зон; 22 -главные направления сноса; 23 - контур области эпизодического возникновения лагун; 24 -область отсутствия осадков данного возраста (индексы указывают, какие отложения налегают на подстилающие); 25 -некоторые мощности, м

в верхней — 1326—1470 млн. лет, эффузивы вблизи основания — 1650 млн. лет (Кирсанов, 1970б). Возможно, что к этому же времени относится заложение некоторых авлакогенов Русской платформы (Постникова, Кирсанов, 1970).

Недавно полученные относительно древние датировки Бердяушского гранита (Салоп, Мурина, 1970), прорывающего бурзянскую серию, поставили вопрос о соотношении объемов этой серии и нижнего рифея Сибири. Один из возможных путей решения этого вопроса, избранный Л. И. Салопом (1968а, 1970), — считать, что все глауконитовые датировки нижнего рифея Сибири значительно омоложены, и коррелировать бурзянскую серию с полным объемом учурской серии и ее аналогов, опираясь на нахождение первого комплекса фитолитов. Второй путь — считать, что бурзянская серия представляет собою не весь объем нижнего рифея, а лишь его нижнюю часть. В свете приведенных выше данных второй путь мне кажется более правильным, тем более что строматолиты и микрофитолиты сравниваемых свит ничего не дают для уточнения их места в разрезе нижнего рифея, определяя лишь эту фитему в целом⁴, а нижнерифейские толщи Северной Сибири связаны постепенными переходами со среднерифейскими. Внедрение этих гранитов, следовательно, рассматривается как внутриранперифейское событие, по времени совпадающее с ультраметаморфизмом в отдельных зонах Северного Прибайкалья и с поздними этапами магматизма (метаморфизма?) в Западном Прибайкалье.

С другой стороны, упомянутые датировки Бердяушского плутона придали новую остроту вопросу о соотношении нижнего рифея и карельского комплекса (Салоп, Мурина, 1970), впервые возникшему на основе известного формационного сходства этих подразделений и соотношений их с гранитами рапакиви (Гарань, 1946; Келлер, 1952; Салоп, 1964а). В этой связи важными являются четыре обстоятельства: 1) различия в изохронных Rb-Sr и U-Pb датировках рапакиви Урала и Балтийского шита лежат далеко за пределами оппибки и свидетельствуют о разновозрастности тех и других: 2) минимальный возрастной предел карельского комплекса, как мы вилели. 1800-1900 млн. лет. а привлечение материалов по Сибири показывает. что нижний рифей отделен от кульминации тектоно-магматического цикла с возрастом около 1900 млн. лет этапом формирования вулканогенных моласс, отвечающих балтийскому сублотнию, и более поздней площадной корой выветривания; 3) нижнерифейские отложения, налегая на разновозрастной фундамент, характеризуются автономным планом распределения фаций и мощностей; 4) максимальный возрастной предел бурзянской серии равен 1900-2000 млн. лет, что само по себе делает ее корреляцию с карелием маловероятной.

Выше мы видели, что для Русской и Сибирской платформ и обрамлявших их миогеосинклиналей характерна общая редукция нижнего рифея. Материалы по Северному Тянь-Шаню и Центральному Казахстану (Зайцев и др., 1966; Богданов и др., 1970) показывают, что то же характерно и для некоторых зон внутренних частей палеозойских геосинклинальных областей. С другой стороны, в пределах эвгеосинклинальной зоны Байкальской горной области и, по-видимому, Восточного Саяна наблюдается «сквозное» развитие от раннего протерозоя к рифею и здесь рифейская геосинклиналь в значительной мере унаследовала очертания и общий структурный план раннепротерозойской (Павловский, 1956; Клитин и др., 1970).

Важные геологические события имели место в Северной Евразии около 1400—1300 млн. лет назад, примерно на рубеже раннего и среднего рифея. В это время произошло резкое расширение областей осадконакопления за счет широкой трансгрессии на платформы и начала прогибания в миогеосинклиналях Байкало-Патомского нагорья, Енисейского кряжа, развития крупного Юдомо-Майского прогиба, расширения Уральской миогеосинклинали, заложения в теле Фено-Сарматского щита грабенообразных трогов, выполнявшихся вулканогенно-осадочным иотнием и его аналогами (Келлер и др., 1967; Келлер, Кратц, Неелов, 1968; Головенок, 1967; Клитин и др., 1970; Комар и др., 1970; и др.).

Большинство упомянутых структур обнаруживает генетическую связь с развитием крупных разломов. Поэтому можно говорить, что около 1300— 1400 млн. лет назад происходило интенсивное дробление фундамента, ко-

⁴ Предполагавшаяся ранее приуроченность некоторых пластовых и желваковых строматолитов только к верхней части нижнего рифея, а *Kussiella kussiensis* — только к нижней (Комар, Семихатов, 1968) позднее не подтвердилась (Комар и др., 1970).

торое в ряде мест (Учуро-Майский район, Урал, Украинский и Балтийский щиты, Волго-Уральская область и др.) сопровождалось синхроничным магматизмом. Лишь на севере Сибири в пределах рассматриваемых геотектонических элементов переход от раннего рифея к среднему не сопровождался крупными геологическими событиями и происходил внутри непрерывной серии.

В области «классических готид», в юго-восточной Швепии, примернок рассматриваемому времени были приурочены внедрение анорогенных гранитов Карлсхамн (U-Pb изохронный возраст 1455 млн. лет, K-Ar-1400-1420 млн. лет; Welin, Blomqvist, 1966), образование мощной зоны сланцеватости, разделяющей юго-восточную и юго-западную Швецию, и основной магматизм с возрастом 1300-1350 млн. лет (Welin, 1966b; А. А. Богданов. 1967; Палей, 1970). Вероятно, с перечисленными процессами и было связано появление омоложенных К-Аг датировок дорифейских пород, которые сыграли одну из главных ролей в выделении готского этапа геосинклинального развития (Magnusson, 1960a, b, 1965; Кратц и др., 1964). Критический анализ новых данных (см. Тектоника Евразии, 1966: А. А. Богданов, 1967: Палей, 1970; Welin, 1966b) показывает, что «никаких геосинклинальных прогибов готской эпохи в Швеции нет, так же, как в ее пределах отсутствуют и проявления готской складчатости» (А. А. Богданов, 1967, стр. 17), а «готские» супракрустальные толщи и граниты, как говорилось ранее, входят в состав орогенного комплекса свекофенид. Учитывая большой возрастной разрыв между ними и иотнием и различную их тектоническую придоду, видимо, нет оснований и для объединения их в единый готский цикл развития.

Развенчание «готид» в их тектонотипе, как справедливо подчеркивали А. А. Богданов (1967) и И. П. Палей (1970), заставляет критически отнестись к выводам Н. П. Семененко (1964, 1967; Геохронология докембрия Украины, 1965; и др.) о существовании в фундаменте Русской платформы геосинклинальных сооружений «готского» возраста. В основу этих выводов положен лишь анализ К-Аг датировок гранито-гнейсов фундамента. М. А. Гаррис и Д. В. Постников (1970а, б) показали, что в центральных и восточных районах платформы на отрезок времени 1450–1350 млн. лет назад приходилось формирование дизъюнктивных структур фундамента, оформившегося в ходе свекофенской складчатости, и внедрение габбродиабазов.

Среднерифейские структуры в пределах рассматриваемой части Евразии наложились на различные более древние образования: нижнерифейские платформенные толщи (Патомское нагорье), орогенный комплекс нижнепротерозойской складчатости (Прибайкалье, Учуро-Майский район, Швеция), разнообразные, частично гранитизированные серии нижнего протерозоя и архей, демонстрируя независимость своего структурного плана от более древнего. Такие соотношения объясняют стремление ряда исследователей между нижним и средним рифеем проводить границу очень высокого стратиграфического ранга, разделяя ею рифей (Олли, 1959; Головенок, 1964; Салоп, 1964а, б, 1968а; Нужнов, 1968; Нужнов, Ярмолюк, 1968; и др.). Однако подобную же автономность по отношению к более древнему структурному плану, как уже говорилось, обнаруживают и нижнерифейские структуры: они накладываются на все дорифейские образования — от упоминавшегося орогенного комплекса до катархея, сохраняя вне зависимости от субстрата свой план распределения мощностей и фаций.

Эти факты в сочетании с общим трансгрессивным характером нижнеи среднерифейских отложений, несомненным сходством их формационного состава и случаями согласного залегания позволяют считать, что существенная структурная граница, наблюдаемая под средним рифеем, связана не с предсреднерифейской перестройкой, а с определенной стадийностью процесса формирования рифейской структуры и палеогеографического илана Северной Евразии.



Рис. 32. Палеогеографическая схема Сибири и Северо-Востока СССР в среднем рифее^{*} по Б. М. Келлеру и др. (1968), с изменениями Условные обозначения см. на рис. 31

Главным содержанием истории среднего рифея Сибири и Северо-Востока СССР явилось прогрессивное постадийное развитие морской трансгрессии, что нашло свое выражение в формировании крупных трансгрессивных осадочных циклов, выделяемых как осадочные серии, и в последовательном все более широком распространении отложений на площади (Келлер, Королев и др., 1968). Последнее лучше всего выражено на склонах Алданского щита и в Иркутском амфитеатре. В первом из этих районов (рис. 32) в начальные моменты среднерифейской истории (около 1350-1200 млн. лет назад, во время накопления аимчанской и баллаганахской серий) морской бассейн почти не выходил за пределы Патомского и Юдомо-Майского прогибов, хотя и распространялся далеко в пределы Северо-Востока (Комар и др., 1970). Позднее в общее погружение были вовлечены и склоны Алданского щита — восточный в керпыльское время (около 1200—1050 млн. лет назад), а западный — главным образом в заключительные этапы среднерифейского развития. В какой мере с этими волнами погружений совпадали моменты трансгрессий в Прибайкалье, не вполне ясно из-за неоднозначной корреляции трехчленного байкальского комплекса с патомским (Салоп, 1964а; Келлер и др., 1967; Хоментовский, Шенфиль, Якшин, 1969а). Можно, однако, считать доказанным, что аналогов нижней части патомского комплекса в Прибайкалье и Северо-Байкальском нагорье нет и, следовательно, в отношении общих закономерностей развития среднерифейской трансгрессии Прибайкалье не отличается от склонов Алданского щита. Те же закономерности устанавливаются на примере Южно-Енисейского кряжа и, вероятно, Присаянья.

В результате упомянутой трансгрессии очертания суши и моря в Средней Сибири в конце среднего рифея несколько отличались от существовавших в его начале, но определяющими палеогеографическими элементами оставались обширные участки суши в области Алданского щита и Тунгусской синеклизы (Келлер, Королев и др., 1968; Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, 1968).

Примерно в середине среднего рифея на Сибирской платформе и в ее обрамлении проявился основной магматизм (лавы унгуохтахской свиты Уджинского поднятия, игарская свита одноименного района, потоскуйская свита Енисейского кряжа, гипабиссальные интрузии диабазов ряда районов; Кутейников, Масайтис, 1968). К-Аг возраст этих образований на Оленекском поднятии — 1090, на склонах Анабарского массива — 912—1000, в Мархинской опорной скважине 1145—1195, на Енисейском кряже — 1050 млн. лет. Датировка унгуохтахских долеритов (910 млн. лет) несколько занижена, так как глауконит из вышележащей хапчанырской свиты имеет возраст 1000 млн. лет. Отмеченные и некоторые другие проявления основного магматизма позволили говорить о существовании на Сибирской платформе трапповой формации (Кутейников, Масайтис, 1968) с возрастом около 1000—1200 млн. лет.

Таким образом, в Сибири среднерифейские отложения оказываются в достаточной мере едиными и только на сводах крупных поднятий лишаются своих базальных горизонтов. В отличие от этого одновозрастные образования на Русской платформе и на Урале в результате движений с возрастом 1100-1150 млн. лет оказываются разделенными на две части, разнящиеся областями распространения и соотношениями с широко развитыми здесь гипабиссальными диабазами с возрастом порядка 1100-1200 млн. лет. Нижняя часть, пользующаяся ограниченным распространением (главным образом в приразломных прогибах) и отражающая высокое стояние Русской платформы, включает в себя иотний Скандинавии и его аналоги, а также относительно широко развитые на востоке платформы отложения серафимовской, леонидовской и, вероятно, калтасинской свит. Возрастное положение последней трактуется разноречиво, так как она содержит III комплекс микрофитолитов (Ревенко, 1970; Кирсанов, 1970б), но прорвана габбро-диабазами с возрастом 1074--1175 млн. лет (Гаррис и др., 1967; Гаррис, Постников, 1970б). На Урале к рассматриваемому комплексу относится та или иная часть юрматинской серии.

Верхняя часть среднего рифея Русской платформы и Урала пользуется более широким распространением. Она включает зильмердакскую свиту и ее аналоги, имеющие датировки по глаукониту от 1060 млн. лет (пяреярвинская свита) и менее и являющиеся базальным членом верхнерифейской серии осадков. Эта часть начинает собою разрез ряда авлакогенов Русской платформы, гиперборея Скандинавии, каратавской серии Урала и ее аналогов. Ее накоплению в фундаменте платформы предшествовало заложение крупных разломов, внедрение базитов с К-Аг возрастом 1000-1200 млн. лет, радиологическое омоложение кристаллических пород и развитие значительных зон дробления (Келлер, 1968; Гаррис, Постников, 1970а, б). Представления о наличии в составе фундамента центральных и восточных районов Русской платформы складчатых метаморфических образований с возрастом 1150—1500 млн. лет (Семененко, 1964, 1967; Геохронология докембрия Украины, 1965; и др.) опровергается датировка-МИ ГЛАУКОНИТА И АНАЛИЗОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ЗНАЧЕНИЯ ИЗОТОПНЫХ ДАТИРОВОК (Гаррис, Постников, 1970а).

В Сибири отражением среднерифейских движений явилось формирование крупных осадочных ритмов, отвечающих сериям (границы наиболее широко распространенных из них датируются примерно 1200 и 1050 млн. лет., см. рис. 2), и трансгрессивное залегание верхней части фитемы на поднятиях. Аналогом верхнего комплекса среднего рифея европейских разрезов здесь являются базальные части тунгусикской и лахандинской серий и отвечающих им слоев. Их корреляция, как уже говорилось, опирается на радиогеохронологические данные и на сходство стратиграфического положения этих толщ в основании крупных трансгрессивных циклов, непосредственно ниже слоев с катавской ассоциацией строматолитов.

Важные события на рассматриваемом рубеже произошли в юго-западной Швеции. Здесь различные по возрасту комплексы пород (доготские гнейсы, метаосадки и метавулканиты серии Омоль, прорывающие ее граниты, несогласно залегающие отложения дальсландия и более молодые граниты Бохус; Magnusson, 1965; Гейер, 1967) имеют K-Ar возраст 950-1200 млн. лет (Magnusson, 1965; Кратц и др., 1968; Герлинг и др., 1970). Эти цифры оказываются близкими к U-Th-Pb датировкам наиболее молодых пегматитов (950 млн. лет) и жил, связанных с гранитом Бохус (1100 млн. лет) (Welin, 19666; Welin, Blomqvist, 1966). Следовательно, около 950-1100 млн. лет назад в юго-западной Швеции произошло внедрение гранитов и пегматитов и мощное радиологическое омоложение более древних образований, которое сопровождалось или следовало за складчатостью дальсландия. Если верны принимаемые шведскими геологами сопоставления дальсландия с иотнием, то вслед за Э. Велином (Welin, 1966а, b) нужно признать, что эти события были значительно оторваны во времени от этапа формирования даже наиболее молодого из охваченных ими супракрустальных комплексов. Для южной Норвегии подобное омоложение и внедрение пегматитов устанавливается около 900 млн. лет назад по статистическому максимуму К-Аг определений, выполненных главным образом по слюдам (Кратц и др., 1968). Не исключено, что применение более совершенных методов датирования докажет его несколько более древний возраст, близкий к 1100 млн. лет. Результаты К-Аг измерений возраста среднезернистых биотитов и амфиболов отдельных районов Норвегии (O'Nions et al., 1969) подтверждают это предположение.

Таким образом, средний рифей Северной Евразии выступает как сложный этап развития, в пределах которого устанавливается проявление довольно многообразных событий, в том числе широко развитого на площади периода тектоно-магматической активности с возрастом около 1100 млн. лет. Этот период в ряде схем расчленения докембрия используется для обоснования стратиграфического рубежа высокого ранга. Однако наиболее древние отложения из образовавшихся вслед за этим периодом (нижняя часть лахандинской, тунгусикской серий и их аналоги) содержат типичный среднерифейский комплекс строматолитов и с этой точки зрения составляет единое целое с более древними толщами с возрастом 1100— 1350 млн. лет. Это обстоятельство, уже обсуждавшееся в литературе (Семихатов, 1966; Келлер, Семихатов, 1968), ведет к известным трудностям в построении общей схемы расчленения докембрия, к разбору которых мы вернемся в заключительном разделе данной работы.

Наступление позднего рифея в Северной Евразии не ознаменовалось сколько-нибудь крупными историко-геологическими событиями, что нашло свое отражение в общей для рассмотренных разрезов тесной связи пограничных горизонтов среднего и верхнего рифея 'и наследовании общей палеогеографической картины, существовавшей в конце среднего рифея. Позднее, в середине позднего рифея, в пределах Сибирской платформы и ее обрамления произошла заметная дифференциация условий. В результате (рис. 33) в одних районах верхняя часть верхнего рифея, видимо, вообще не накапливалась (север Сибирской платформы, Туруханский район,

¹ Противоположное утверждение Б. М. Келлера, В. Г. Королева и др. (1968) основано на том, что при составлении литолого-палеогеографических карт рифея СССР (Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, 1968) в качестве границы среднего и верхнего рифея во многих районах принималось несогласие, предшествующее зильмердакской свите и ее аналогам.



Рис. 33. Палеогеографическая схема Сибири и Северо-Востока СССР во второй половине позднего рифея. Составлена с учетом палеогеографических реконструкций Б. М. Келлера и др. (1968) Условные обозначения см. на рвс. 31

восточный склон Алданского щита), в других — отличалась от более древних слоев по формационному составу (уйская серия Учуро-Майского района, качергатская свита Западного Прибайкалья), а на Енисейском кряже, где она предварялась гранитами с возрастом 850±50 млн. лет, — местами и по структурным признакам (чингасанская серия).

Появление в верхней части верхнего рифея Сибири мощных терригенных толщ чингасанской и уйской серий и их аналогов обычно связывают с возникновением или резкой активизацией зон поднятий на внешних крыльях прогибов, обрамляющих Сибирскую платформу. Чингасанскую серию в объеме лопатинской, карьерной и чивидинской свит в последнее время включают в состав орогенного комплекса (Клитин, Постельников, 1966; Клитин и др., 1970), но ряд признаков (Григорьев, Семихатов, 1961) — присутствие в них флиша, преобладание сероцветных пород и высокая роль карбонатных отложений среди синхроничных вороговской и ослянской серий смежных участков Енисейского кряжа — отличает чингасанские толщи от более молодых отложений тасеевской серии, подъемской и немчанской свит, в которых черты орогенного этапа развития выражены наиболее отчетливо.

Несмотря на интенсивность и широту проявлений позднерифейских дифференциальных и сводовых восходящих движений, они не охватили всей Сибири целиком, и верхний рифей Патомской миогеосинклинали представляет собою единый, преимущественно карбонатный комплекс, тесно связанный как со средним, так и с терминальным рифеем. В достаточной мере едиными оказываются верхнерифейские отложения также на Урале, Полюдовом кряже, в авлакогенах Русской платформы, на ее арктическом побережье и на Шпицбергене. Вместе с верхними горизонтами среднего рифея они образуют крупный осадочный трансгрессивный ритм (каратавская серия и ее аналоги), у кровли которого доказываются палеонтологически, а местами и радиогеохронологически или предполагаются на основании корреляции образования терминального рифея. Поэтому общий палеогеографический план перечисленных районов во всем позднем рифее заметно не отличался от существовавшего в конце среднего. Вся территория Балтийского щита, за исключением ее северной и западной периферии, в позднем рифее сохраняла устойчивую тенденцию к воздыманию, унаследованную от заключительных этапов среднерифейской истории.

Терминальный рифей Северной Евразии — это прежде всего время самой широкой в позднем докембрии трансгрессии на платформы. Вместе с тем — это время завершения байкальской складчатости, результатом чего является подчеркиваемое К. А. Клитиным, Е. С. Постельниковым (1966), Ю. Р. Беккером (1968), Б. М. Келлером, В. Г. Королевым и др. (1968), К. А. Клитиным и др. (1970) широкое распространение орогенных формаций по южному и западному обрамлению Сибирской и восточному и северному обрамлению Русской платформ (тасеевская серия и островная свита Енисейского кряжа, оселочная серия и усть-тагульская свита Присаянья, ушаковская и «мотская» свиты Прибайкалья, ашинская и чурочная серии Урала и др.).

В Средней и Восточной Сибири на границе позднего и терминального рифея в большинстве районов произошла кратковременная регрессия, и лишь в глубоких прогибах (Патомский, отдельные зоны Юдомо-Майского и др.) осушения в это время не отмечается. Упомянутой регрессии в Учуро-Майском районе сопутствовало внедрение ультраосновных щелочных интрузий центрального типа (675 ± 25 млн. лет), а на Енисейском кряже — небольших массивов аяхтинских гранитов (U-Th-Pb возраст по ортиту — 670 ± 50 , K-Ar по слюдам — 675-705 млн. лет; Волобуев и др., 1964; Семихатов и др., 1973). Геологические соотношения аяхтинских гранитов с тасеевской серией неизвестны, но по радиологическим данным они предшествуют ей.

Молассы терминального рифея, широко развитые на Енисейском кряже, в Игарском районе и в обрамлении Иркутского амфитеатра, в глубь последнего, в верхней своей части замещались карбонатной эвапоритовой, частично сульфатоносной формацией (Королюк, 1962; Жарков, Советов, 1969), а далее в северу и северо-востоку (Сибирское Заполярье, Патомское нагорье, Учуро-Майский и Туруханский районы) лежала обширная область развития существенно карбонатных осадков (рис. 34). Терригенные породы среди них появляются обычно только вблизи основания либо вклиниваются со стороны смежных поднятий и отличаются олигомиктовым составом.

Общим для большинства разрезов терминального рифея Сибирской платформы и ее обрамления является, как мы видели, двучленное строение: быстро изменчивые по мощности и по составу нижние горизонты и более выдержанные и монотонные верхние. Эти последние, в терригенной фации представленные относительно более зрелыми осадками, чем нижние, отражают заключительную, максимальную стадию развития юдомской трансгрессии. В сибирском Заполярье ее развитие было прервано кратковременными поднятиями перед наступлением немакит-далдынского времени.

Наиболее крупным геологическим событием конца терминального рифея в Сибири была смена орогенного комплекса формаций платформенной эвапоритовой карбонатной формацией, безраздельно господствующей

8+



Рис. 34. Палеогеографическая схема Сибири и Северо-Востока СССР в терминальном рифее, по Б. М. Келлеру и др. (1968), М. А. Семихатову и др. (1970), с изменениями Условные обозначения см. на рис. 31

в нижнем кембрии Средней Сибири (Григорьев, Семихатов, 1961; Королюк, 1962; Клитин, Постельников, 1966; Клитин и др., 1970). Эта смена, однако, не была строго одновременной на всей территории Сибирской платформы и ее обрамления и совершалась в разные моменты позднеюдомской истории.

На Русской платформе и на Урале ход развития в терминальном рифее был иной. Это проявилось в широком распространении здесь лапландского оледенения (Чумаков, 1971), в активном волынском основном вулканизме и, наконец, в специфических соотношениях отдельных частей терминального рифея между собой, с подстилающими и покрывающими отложениями. Базальные его горизонты, как мы видели, на Русской платформе и на Урале слиты с верхним рифеем в составе единых серий, а стратиграфические перерывы разной протяженности и значения прослеживаются в более высоких горизонтах. При этом нижние горизонты рассматриваемых отложений (лапическая и блоньская свиты и их аналоги) на Русской платформе не выходят за пределы авлакогенов, выполненных верхним рифеем, а волынская серия отражает этап расширения этих структур, и только валдайские отложения выходят за их пределы, перекрывая большую часть Русской плиты (Брунс, 1964; Якобсон, 1966; Келлер, Кратц, Неелов, 1968; Келлер, Королев и др., 1968; Кирсанов, 1970а, б). Та же тенденция в структурной приуроченности характеризует доашинские и аппинские отложения Урала (Келлер, 1966а, 1968), а Е. С. Постельников, В. В. Хоментовский и другие намечают ее для различных этапов накопления молассоидных толщ в юго-западной Сибири. При этом, однако, устанавливается ясная разновременность начальных моментов рассматриваемого процесса на Енисейском кряже (вторая половина позднего рифея) и на Русской платформе (терминальный рифей), что хорошо гармонирует с интенсивным проявлением в первом из этих районов движений с возрастом около 850 млн. лет.

Видимо, более близко совпадали во времени на Русской и Сибирской платформах валдайская и позднеюдомская трансгрессии, но имеющихся изотопных данных пока явно недостаточно для уверенного суждения по данному вопросу. Поэтому нельзя признать удачным применение к сибирским разрезам таких терминов, как «нижний венд» и «верхний венд», которые пока означают не более чем региональные литостратиграфические подразделения Русской платформы.

Изложенные данные позволяют вернуться к вопросу о соотношении объемов юдомия и венда в его типовых разрезах. Как известно, наиболее широко распространена точка эрения о соответствии объемов этих подразделений, хотя, как подчеркнул Б. С. Соколов (1967б, стр. 42), «прямых доказательств точного возрастного соответствия нижней границы юдомского комплекса и венда Европейской части СССР нет». Согласно другой точке зрения, юдомий превосходит венд по объему. Эта вторая точка зрения опиралась на корреляцию разрезов Урала, Пачелмского прогиба и Белоруссии и на находки в доволынских отложениях Русской платформы юдомских микрофитолитов (Журавлева, Чумаков, 1968; Келлер, Семихатов, 1968; Семихатов и др., 1970; Келлер, 1971). Убедительность этих аргументов в последнее время упала, так как представители юдомской ассоциации микрофитолитов были обнаружены в более древних слоях совместно с верхнеи иногда со среднерифейскими формами (Забродин, 1967; Ревенко, 1970; Якшин, 1970; Нарожных, Постникова, 1971; Хоментовский и др., 1972), а максимальные из имеющихся датировок глауконита пугачевской свиты и пачелмской серии (соответственно 696-770 и 630-765 млн. лет) как будто прямо говорили, что здесь мы имеем дело с доюдомскими толщами. Этим данным противопоставлялась корреляция с Уралом, при которой логичным казалось сопоставление верхних горизонтов сердобской серии и ее аналогов с наиболее высокими членами каратавской серии.

В настоящее время появилась возможность подойти к выяснению соотношений объемов венда и юдомия с другой стороны. Ограничение объема венда волыно-валдайскими отложениями, на чем настаивает Б. С. Соколов, означает, что его нижняя граница трассируется на подошве лапландского ледникового горизонта. Анализ положения этого горизонта в палеонтологически и радиологически охарактеризованных разрезах показывает, что он залегает внутри терминального рифея и, имея возраст порядка 650 млн. лет (Чумаков, 1971), соответствует средней части нижнеюдомских отложений. Таким образом, разные линии доказательств приводят к выводу о том, что венд в понимании Б. С. Соколова несколько меньше по объему, чем терминальный рифей (юдомий). В практике, однако, венд нередко употребляют в более широком смысле для обозначения совокупности отложений от подошвы кембрия до основания пачелмской серии или до основания лапической свиты и ее аналогов.

Проведенный обзор разрезов показывает, что протерозойские отложения Северной Евразии отвечают двум крупнейшим этапам развития, один из которых завершился свекофенской, а второй байкальской складчатостями. Стратиграфические подразделения, выделенные на базе той или иной части карельского комплекса Карелии (средний протерозой, мезопротозой и др.), не отвечают адекватному полному этапу, а соответствуют заключительным стадиям нижнепротерозойского этапа развития. Иначе говоря, мы приходим к выводу о расчленении протерозоя на две главные части, рубеж между которыми отделяет заключительные стадии свекофенской складчатости, сопровождавшиеся накоплением вулканогенных моласс с возрастом 1700—1800 млн. лет, от этапа формирования чехла древних платформ и развития вдоль их окраин рифейских миогеосинклиналей (Семихатов, 1972).

Подобную же схему на примере Русской платформы и ее обрамления предложил Ю. Р. Беккер (1972). Она, как и предлагаемая, исходит из существования двух крупнейших этапов развития — раннепротерозойского и позднепротерозойского, или рифейского, каждый из которых заканчивается накоплением моласс.

Возраст главного рубежа в протерозойской части разреза устанавливается в 1700±50 млн. лет. Принятое во многих современных схемах более низкое положение главной границы в этой части разреза означает, что отдельные стадии единого этапа развития оказываются отнесенными к различным подразделениям очень высокого ранга. В верхнем из этих подразделений, как мы видели, во всех опорных разрезах Северной Евразии выделяются четыре подчиненные единицы, отвечающие определенным стадиям развития древних платформ и обрамляющих их миогеосинклиналей. При этом на фоне несомненной общности главнейших черт рифейского развития Сибирской и Русской платформ и их обрамления первая в течение раннего, среднего и терминального рифея выступала как более погруженный элемент.

Это предопределило наличие здесь наиболее полных разрезов отложений данного возраста и относительное обилие в них карбонатных фаций. Верхний рифей, напротив, полнее и представительнее выражен в Урало-Тиманской полосе и на Шпицбергене.

СИНИЙ КИТАЙСКО-КОРЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕГО КОРРЕЛЯЦИЯ С РИФЕЕМ

Корреляция синия и рифея имеет принципиальное значение для стратиграфии верхнего докембрия, но в современной литературе трактуется противоречиво (Соколов, 1958, 1964; Стратиграфия СССР, 1963; Семихатов и др., 1963; Тугаринов, Войткевич, 1966; Келлер, Семихатов, 1968; Борукаев и др., 1970; и др.). Главной причиной противоречивости является то, что вопросы такой корреляции до последнего времени решались на основании историко-геологических и очень скудных радиогеохронологических данных. Результаты изучения синийских строматолитов, собранных в КНДР Ю. М. Пущаровским, Н. М. Чумаковым в 1969 г., И. Н. Крыловым и мной в 1970 г., позволяют использовать для этого новые материалы.

Синийские отложения полнее всего представлены в двух структурах Китайско-Корейской платформы: в Яньшаньском прогибе, вытянутом в субширотном направлении к северу и северо-востоку от Пекина и вмещающем типовые разрезы синия, и в Пхенанском прогибе на территории КНДР, к югу и юго-востоку от Пхеньяна. Пхенанский прогиб представляет собою глубокую платформенную депрессию, а Яньшаньский пояс одними исследователями рассматривается как байкальское складчатое сооружение, а другими — как платформенная структура; видимо, он по своему строению и геологической истории близок Юдомо-Майскому прогибу Юго-Восточной Сибири.

В окрестностях Пекина постелью синия являются кристаллические породы серии Утай и налегающие на них с несогласием метапесчаники, метаслэнцы и строматолитовые доломиты серии Хуто (до 4000 м), которые также местами гранитизированы (Чжао Цзун-пу, 1962; Ма Син-юань и др., 1962). С серией Хуто уверенно сопоставляются серия Боян-Обо Внутренней Монголии и серия Ляохе северной части Ляодунского полуострова. В их составе выше аналогов доломитов Дунье, венчающих видимый разрез серии Хуто, появляется значительная толща метасланцев и кварцитов. Одно время в китайской литературе было распространено мнение о том, что серия Хуто отвечает нижнему синию. Основанием для этого служило то, что в горах Утайшань — в классическом районе развития серии Хуто на нее налегает лишь средний синий и что последовательность напластования пород этой серии сходна с таковой нижнего синия. К критике таких построений, уже данной Ма Син-юанем и др. (1962) и Чжао Цзун-пу (1962), необходимо добавить следующее: 1) тиллиты Наньто принадлежат верхнему синию, и потому сходство с ними конгломератов Хуто (даже если оно действительно имеет место) не может служить аргументом за корреляцию Хуто и нижнего синия; 2) определения изотопного возраста пород (см. ниже) показывают явную разновозрастность синия и Хуто.

В составе синия Яньшаньского прогиба (рис. 35) выделяются три части, разделенные размывами (Гао Чжень-си и др., 1962; Чэнь Цзинь-бяо, 1962; Ван Хун-чжень, 1962; Соколов, 1958).

Нижний синий в типовом разрезе в 80 км к северо-востоку от Пекина включает: 1) свиту Чанчен — шоколадно-коричневые и желтоватые кварцевые и полевошпат-кварцевые кварцито-песчаники с прослоями и линзами конгломератов, 650 м; 2) свиту Чуанлингоу — черные углисто-глинистые сланцы с прослоями песчаников в нижней части и известняков в верхней, 480 м; 3) свиту Дахунюй — желтоватые и серые кварцевые и аркозовые кварцито-песчаники в нижней части с прослоями сланцев, а в верхней — с прерывистым маломощным (1-20 м) горизонтом андезитовых лав, трахибазитов и туффитов, около 400 м; 4) свиту Гаоюйчжуан — базальные кварциты и сланцы, а выше — серые тонкослоистые кремнистые, частично строматолитовые известняки с прослоями глинистых сланцев, 1050-1300 м.

К западу от типового разреза, в северо-западной части провинции Хэбэй, строение нижнего синия заметно меняется (Чэнь Цзинь-бяо, 1962). Мощность всех его свит, за исключением самой верхней, здесь сильно сокращается, сланцы Чуанлингоу приобретают зеленую окраску, а затем вместе с чанченскими кварцитами постепенно выклиниваются к юго-западу и югу. Свита Дахунюй (80—300 м) здесь лишается лав и в нижней своей части замещается строматолитовыми кремнистыми известняками, которые трансгрессивно переходят со свиты Чуанлингоу на Чанчен и далее на фундамент и его кору выветривания (рис. 36, 37).

Средний синий в типовом разрезе начинается красными и фиолетовыми аргиллитами Янчжуан (400-600 м), выше которых залегает очень мощная (по разным источникам — от 1150—1500 до 3300 м) свита Умишань — серые известняки с прослоями кремней, небольшая (80—200 м) свита Хуншуйчжуан пестроцветных аргиллитов и песчаников и новая толща серых и розовых, в значительной своей части строматолитовых кремнистых известняков — свита Сямалин (350—400 м).

В северо-западной части провинции Хэбэй мощность среднего синия несколько сокращается, хуншуйчжуанские, а местами и янчжуанские сланцы выпадают из разреза, в результате чего умишаньские и сямалинские карбонаты сливаются в единую толщу, местами содержащую горизонты марганцевых руд (Чэнь Цзинь-бяо, 1962). Южнее (Таюань, горы Утайшань, западная часть провинции Хэбэй) средний синий выходит прямо на фундамент и начинается 30—45-метровой пачкой пестроцветных песчаников и сланцев, а заканчивается мощной (около 1800 м) толщей серых известняков с прослоями кремней свиты Нанькоу (Чжан Цзун-пу, 1962), которая подстилает сямалинские сланцы верхнего синия.

Верхний синий окрестностей Пекина (см. рис. 35) залегает с размывом на разных горизонтах телиньских известняков (Цяо Сю-фу, 1962; Ван Хун-чжень, 1962). Он начинается серыми и желтыми, частично углистыми аргиллитами свиты Сямалин (350—400 м), несущими в своем основании прослои песчаников и прерывистый горизонт брекчий, а заканчивается пестроцветными известняками Цзинерюй (320—370 м). На эти известняки с размывом налегает свита Маньтоу, с самого основания содержащая ос-

Рис. 35. Соотношение синия и рифея

- 1 конгломераты;
- 2 песчаники;
- з алевролиты;
- 4 глинистые сланцы, аргиллиты;
- 5 углисто-глинистые сланцы;
- 6 мергели, известково-глинистые сланцы;
- 7 глинистые известняки;
- 8 известняки;
- 9 ДОЛОМИТЫ И ИЗВЕСТКОВИСТЫЕ ДОЛО-МИТЫ;
- 10 тиллонды;
- 11 ленточные сланцы;
- 12 метаморфический фундамент;
- 13 строматолиты;
- 14 кремни;
- 15 остатки трилобитов;
- 16 остатки дотрилобитовой фауны;
- 17-20 комплексы строматолитов:
- 17 юдомский,
- 18 верхнерифейский (катавский),
- 19 строматолиты верхнерифейского об. лика,
- 20 среднерифейский;
- 21—23 ассоциации среднерифейских форм:
- 21 лахандинская,
- 22 ципандинская.
- 23 светлинская;
- 84 строматолиты среднерифейского облика;
- 25 нижнерифейский комплекс строматолитов;
- 26-27 изотопный возраст, млн. лет:
- 26 по глаукониту,
- 27 по прорывающим) интрузивным породам;
- 28-84 стратиграфические границы:
- 28 подошва кембрия,
- 29 подошва, терминального рифея,
- 30 подошва верхнего рифея,
- 31 подошва среднего рифея, 32 — подошва синия,
- 33 границы серий.
- 34 Границы серин,

Разрез провинции Хэбэй — по Чэнь Цзинь-бяо (1962); окрестностей Пекина по Гао Чжень-си и др. (1962); Пленанского прогиба — по Хан Дон Сику и Ом Хе Ену (1970), с добавлениями; Учуро-Майского района — по Вл. А. Комару и др. (1970)



татки редлихий. Они говорят о том, что аналоги базальных горизонтов кембрия в данной свите отсутствуют.

Вопрос о нижней границе кембрия здесь спорен (Ма Син-юань, 1962; Сюй Цзя-вэй, 1962; Цяо Сю-фу, 1962): в различных схемах ее положение колеблется от подошвы свиты Сямалин до подошвы свиты Маньтоу. Основанием для отнесения какой-то части доманьтоуских отложений к кембрию служат многочисленные указания на находки редлихий в тех известняках, которые в схеме Гао Чжень-си 1934 г. (Гао Чжень-си и др., 1962) относятся к верхней части свиты Цзинерюй. Позднее эти известняки были



отнесены к свите Маньтоу, так как в их основании удалось обнаружить несогласие (Сюй Цзе-вэй, 1962), но в литературе появились указания на находки «еще более древних *Hyolites* sp.» (Соколов, 1958) и даже *Redlichia* sp. в слоях, сопоставляемых с базальными горизонтами свиты Цзинерюй (Ма Син-юань, 1962). Ма Син-юань считает, что «наиболее рационально было бы проводить нижнюю границу кембрийских отложений между известняками Цзинерюй и серией Сямалин» (1962, стр. 297).

Этому выводу резко противоречат данные о том, что глауконит из основания свиты Цзинерюй имеет К-Аг возраст 890, 873 и 521 млн. лет



Рис. 36. Выклинивание нижних горизонтов синия в северо-западной части провинции Хэбэй в районе Чжолу, по Чэнь Цзинь-бяо (1962)

1 — песчаники; 2 — кварциты; 3 — песчанистые сланцы; 4 — сланцы; 5 — толстослоистые известняки; 6 — тонкослоистые известняки; Sn₁ — кварциты Чанчен; Sn₂ — сланцы Чуанлингоу; Sn₃ — кварциты Дахунюй; Sn₄ — известняки Гаоюйчжуан

(см.: Стратиграфия СССР, 1963). Именно на эти датировки ссылались Б. М. Келлер (Стратиграфия СССР, 1963), М. А. Семихатов и др. (1963), когда писали, что в типовом разрезе синия нет аналогов венда и верхней части верхнего рифея. Данные о находке фауны в цзинерюйских известняках и сопоставления со смежными районами (см. ниже) заставляют сейчас сомневаться в этих датировках. А. Л. Яншин, отбиравший проанализированные образцы, полагает, что глауконит в них образовался по кластогенному биотиту, что может объяснить завышенные значения возраста.

Для более низких горизонтов синия Яньшаньского прогиба имеются три датировки глауконита: марганцевоносный горизонт основания свиты Гаоюйчжуан — 1040 млн. лет; песчаники Чешаньгоу пролива Хэбэй — 1154 млн. лет; горизонт над железными рудами провинции Хэнань — 1162 млн. лет (Стратиграфия СССР, 1963). Стратиграфическая привязка двух последних датировок недостаточна. Можно думать, что цифра 1162 млн. лет относится к нижней части нижнего синия, заключающей в указанной провинции железные руды.

Строматолиты синия Китая с применением новой методики не изучены. Анализируя старые описания и иллюстрации (Grabau, 1922) можно полагать, что в телиньских известняках присутствуют строматолиты верхнерифейского облика, а в свите Гаоюйчжуан — крупные, вероятно, среднерифейские конофитоны («Collenia» cylindrica Grab.), которые, очевидно, приурочены только к нижней ее части. В этой свите указываются два горизонта строматолитовых известняков, разделенные мощной толщей тонкослоистых пород (Гао Чжень-си и др., 1962), при этом вид Collenia cylindrica «обычен в горизонте, расположенном ниже слоев с C. sinensis», а последняя «определенно известна только из одного горизонта» (Грабау, 1962, стр. 31). Ниже мы увидим, что приведенные скудные возрастные данные по типовому разрезу синия согласуются с более полными данными по синию КНДР.

Синийские отложения КНДР ныне выделяются под названием серии Санвон. В современном срезе они сохранились в трех разобщенных прогибах — Хесан-Ривонском, Амнокканском и Пхенанском. Первые два расположены в пограничных районах КНДР и КНР, а Пхенанский прогиб занимает южную часть территории КНДР и представляет собою обширную погружающуюся к западу структуру. В синийское время эти прогибы не являлись обособленными и входили в состав единого общирного морского бассейна, занимавшего восточную часть Северо-Китайской платформы (Цзян Чунь-чао, 1962; Хан Дон Сик, Ом Хо Ен, 1970). Поэтому их разрезы, вопреки указаниям в книге «Геология Кореи» (1964), геологически прекрасно коррелируются между собой, в чем я и И. Н. Крылов могли убедиться в ходе полевых работ осенью 1970 г.

Полные разрезы серии Санвон (см. рис. 35) сохранились в южной части Пхенанского прогиба (Геология Кореи, 1964; Хан Дон Сик, Ом Хо Ен, 1970). В основании серии несогласно на кристаллических породах наннимского комплекса (К-Ar возраст 1600—2040 млн. лет) и на нижнепротерозойских кристаллических сланцах серии Мачхолен (К-Ar возраст 1640— 1700 млн. лет) залегает. свита Чикхен. Нижние ее две подсвиты (Чанбон и Обонли) отвечают трансгрессивному осадочному ритму, который начинается серыми и розовыми кварцевыми и кварц-полевошпатовыми кварцито-песчаниками (250—300 м), а заканчивается черными филлитами с прослоями и пачками зеленых сланцев и известняков (300—600 м).

Верхняя часть свиты Чикхен (подсвиты Чансусан и Ансимри) обнимает базальные горизонты второго подобного же ритма. В нижней части это светло-серые и почти белые кварциты с прослоями филлитов (150-500 м), а выше — хлоритовые и хлорит-серицитовые, обычно известковистые сланцы с прослоями и пачками известняков (150-300 м). Перечисленные подсвиты находят свои прямые аналогии в разрезе Хесан-Ривонского прогиба в пограничных районах КНР и КНДР (см. рис. 37). При этом кварцитовые толщи Чанбон и Чансусан на данном протяжении заметно не меняются, а в подсвитах Обонли и Ансимри возрастает количество известняков. В результате основная по мощности верхняя толща подсвиты Обонли на севере представлена темно-серыми, зелеными и кирпично-красными глинистыми сланцами, аргиллитами и известковистыми их разностями, а внизу выделяется небольшая пачка зеленоватых и вишневых пелитоморфных известняков и мергелей. Подсвита Ансимри на севере п-ова Корея сложена частым чередованием темных глинистых известняков и зеленовато-серых глинистых сланцев, среди которых залегают отдельные пласты строматолитовых известняков с Tungussia sp.

Пересекая пограничную между КНДР и КНР р. Амноккан, рассмотренные подразделения приобретают иные названия (см. рис. 37), а разрез их надстраивается светлыми, частично кремнистыми известняками свиты Бохай. Область развития нижнего синия в пограничных районах КНДР и КНР цепочкой выходов юго-западного простирания соединена с областью выходов синия в Яньшаньском прогибе. Поэтому корреляция четырех перечисленных свит с четырьмя свитами типового разреза синия не вызывает сомнения, несмотря на некоторые их фациальные различия. В этой связи надо напомнить, что аналогичные фациальные изменения обнаруживаются в нижнем синии при прослеживании его разрезов к западу от окрестностей Пекина, в провинцию Хэбэй (см. рис. 36).

Более молодые отложения синия в Пхенанском прогибе представляет свита Садану. Это мощная (до 2000 м) толща темных карбонатных пород, в нижней части которой (до 1000 м) господствуют тонкослоистые, в той или иной мере глинистые известняки; в средней (до 400 м) — массивные доломиты с отдельными пачками известняков, а в верхней (до 500 м) — вновь тонкослоистые слабокремнистые известняки. В нижней части этой свиты содержатся строматолиты Tungussia sp., Baicalia sp. I., в средней — Baicalia cf. unica Semikh. и B. sp. II, близкая к лахандинским, а в верхней — Inzeria tjomusi Kryl., In. nimbifera (Semikh.), Jurusania cylindrica Kryl. В Хесан-Ривонском прогибе в современном срезе сохранились аналоги только двух нижних толщ этой свиты; в верхней из них собраны Baicalia sp. II.

Свита Садану, согласно Хан Дон Сику и Ом Хе Ену (1970), завершает крупный осадочный ритм, начатый кварцитами Чансусан. Вышележащий подобный ритм объединяет свиты Мукчхен и Мёраксан, которые в современном срезе можно наблюдать только в южной части Пхенанского про-



гиба. Свита Мукчхен (600—900 м) представлена зеленоватыми и розовыми различными терригенными породами и подчиненными им черными углистыми сланцами; в основании свиты прослеживается маркирующая пачка (100—200 м) тонкослоистых глинистых известняков и глинисто-известковистых пород. Свита Мераксан (до 2000 м) сложена светло-серыми, массивными известняками, содержащими неопределимые строматолиты.

Вышележащая свита Кухен, иногда также включаемая в состав серии Санвон, налегает на мераксанские известняки в южной части прогиба без видимого несогласия, но севернее быстро срезает как их, так и свиту Мукчхен и залегает на двух верхних подсвитах Садану. У северного борта Пхенанского прогиба свита Кухен в свою очередь срезается нижним кембрием, который далее на север переходит на фундамент. Нижняя часть свиты Кухен (подсвита Пирандон от 2-5 до 200 м) представлена тиллоидами с гальками санвонских и кристаллических пород, а верхняя (подсвита Нунри, до 500 м) — очень тонкослоистыми, иногда углистыми песчано-глинистыми отложениями. Последние в верхних горизонтах обогащаются P_2O_5 и без видимого несогласия (Хан Дон Сик, Ом Хе Ен, 1970; Ро Су Вон — устное сообщение) сменяются глинисто-песчаной свитой Чунха (Яндок), с основания заключающей *Redlichia* и редких *Protolenus*. Наличие этой фауны заставляет нижнюю границу кембрия отнести в слои, подстилающие свиту Чунха, но точное ее положение неизвестно.

Возвращаясь к корреляции корейского разреза со стратотипом синия, напомним, что нижние их горизонты хорошо сопоставляются между собой с помощью разрезов пограничных районов КНДР и КНР. При этом устанавливается несколько более низкое положение основания карбонатной толщи в северных разрезах по сравнению с южными. Вторым связующим звеном между синием Яньшаньского и Пхенанского прогибов служат одновозрастные толщи Ляодунского полуострова (Цзян Чун-чао, 1962), который расположен на половине расстояния между сравниваемыми районами. Здесь выделяются аналоги всех четырех подсвит свиты Чикхен, свиты Садану (намечаются аналоги трех ее подсвит) и свиты Мукчхен, в том числе, видимо, и залегающего в ее основании маркирующего горизонта тонкослоистых известняков (см. рис. 37).

В таком сходстве этих разрезов нет ничего неожиданного, так как расстояние между ними не превышает 350 км, а Пхенанский прогиб времени Санвон представлял собою субширотно вытянутую структуру, открывавшуюся в сторону Ляодунского полустрова (Хан Дон Сик, Ом Хе Ен, 1970). Все сказанное определяет корреляцию свиты Садану и верхней подсвиты свиты Чикхен со свитой Гаоюйчжуан, а свиты Мукчхен — со свитой Янчжуан и делает логичным сопоставление свиты Мераксан с карбонатной толщей среднего синия (см. рис. 35). Отсутствие в составе первой из них сланцевой пачки, сопоставимой со свитой Хуншуйчжуан, может объясняться либо фациальным замещением ее карбонатными отложениями (как это имеет место в западном Хэбэе), либо отсутствием в корейском разрезе

Рис. 37. Сопоставление нижнего синия Северо-Восточного Китая и КНДР

I — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты и глинистые сланцы; 5 — углисто-глинистые сланцы; 6 — карбонатно-глинистые сланцы; 7 — глинистые известняки; 8 — известняки; 9 — известковистые доломиты и доломитовые известняки; 10 — доломиты; 11 — эффузивы; 12 — породы фундамента; 13 — строматолитовые известняки и доломиты; 14 — стяжения и прослои кремней; 15 — изотопный возраст по глаукониту, млн. лет; 16—20 — строматолиты: 16 — Ілгегіа tjотихі, Yurusania cylindrica, 17 — верхнерифейского облика, 18 — Ваісаlіа лахандинского облика, 19 — крупные конофитоны, 20 — Tungussia

Разрезы северо-западной части провинции Хэбэй — по Чэнь Цзинь-бяо (1962); окрестностей Пекина — по Гао Чжень-си и др. (1962); Ляодунского п-ова — по Цзянь Чунь-чао (1962); бассейна Амноккан — по «Геологии Кореи» (1964), с добавлениями; Пхенанского прогиба — по Хан Дон Сику Сом Хе Ему (1970), с добавлениями

соответствующих горизонтов. Первое предположение кажется более правильным. Наконец, свита Кухен, подстилающая слои с редлихиями, находит своего аналога в сланцах Сямалин и в той или иной части цзинерюйских известняков; помимо стратиграфического положения их сближает трансгрессивный характер залегания, особенно ярко выраженный у свиты Кухен.

Обратимся к определению возраста синийских отложений. Среди известных отсюда строматолитов наиболее четкие возрастные указания дают те, что заключены в верхней и средней частях Садану. В верхней подсвите они представлены ассоциацией, типичной в напих разрезах для нижней части верхнего рифея (катавская ассоциация), а в средней подсвите заключают байкалии, характерные для лахандинского сообщества верхней части среднего рифея, хотя и отличаются от этого сообщества отсутствием конофитонов и якутофитонов. Формы, происходящие из более низких горизонтов серии Санвон, также, несомненно, представляют строматолиты среднего рифея и обнаруживают некоторое сходство с развитыми в средней его части в Сибири. Этим выводам не противоречат коллении и конофитоны свиты Гаоюйчжуан (см. выше), а датировка глауконита из базальных горизонтов данной свиты (1040 млн. лет) прямо подтверждает их. Следовательно, граница среднего и верхнего рифея проходит внутри свиты Садану и внутри свиты Гаоюйчжуан.

Опираясь на эти данные, свиты Мукчхен, Мераксан и Кухен (видимо, кроме наиболес высоких ее горизонтов) и их аналоги в Пекинском разрезе можно отнести к верхнему и к терминальному рифею. Косвенным подтверждением вендского возраста свиты Кухен служит наличие в ней тиллоидов. Последние хорошо коррелируются с тиллитами Южного Китая. Здесь, в провинциях Хубэй, Гуйчжоу и Юньнань на метаморфических сериях и прорывающих их гранитах (К-Аг возраст 860-900 млн. лет) несогласно залегают осадочные породы базальных горизонтов платформенного чехла (Лю Хун-юнь, Ша Цэн-ань, 1965). В своем основании (серия Ляньто ущелья Янцзы и свиты Чэнцзян и Натоушань провинции Юньнань) они представлены красноцветными грубыми кварп-полевоппатовыми и аркозовыми песчаниками, которым подчинены конгломераты, алевролиты, аргиллиты и туфогенные породы (5-500 м). Выше с размывом залегают тиллиты Наньто (от нескольких метров до 200 м), которые затем сменяются темными аргиллитами, чередующимися с известняками, доломитами и песчаниками (свита Доушаньто, 200-930 м) и вышележащими темными тонкослоистыми известняками и массивными доломитами с конкрепиями и прослоями фосфоритов (свита Дэнин, 80-420 м). В верхней своей части дэнинские известняки, по некоторым указаниям, содержат остатки фауны: несомненные Hyolithes, а выше и Redlichia известны из перекрывающих их пород. Глауконит из свиты Доушаньто имеет возраст 620-670 млн. лет, определяя принадлежность вмещающих отложений к терминальному рифею. Нижний из упоминавшихся комплексов Южного Китая по его положению в разрезе можно уверенно считать верхнерифейским. Возможно, что он в какой-то мере отвечает среднему синию, который в смежных районах Китайско-Корейской платформы залегает несогласно на досинийских отложениях.

Итак, в составе верхнего синия, среднего синия и карбонатной толщи нижнего синия присутствуют аналоги всей колонны отложений от терминального рифея до средней части среднего рифея включительно. Твердых данных о возрасте терригенных толщ нижнего синия нет, но палеонтологически и радиогеохронологически доказанная принадлежность согласно перекрывающих их толщ к средней части среднего рифея свидетельствует о том, что эти терригенные толщи также являются среднерифейскими. Прямым подтверждением этому могла бы служить датировка глауконита пролива Хэбэй (1162 млн. лет), но она единична и неудовлетворительно привязана к разрезу. Максимальный возрастной предел синия в настоящее время большинство исследователей оценивают в 1400 млн. лет. Обоснованием такого мнения долгое время служили только некоторые К-Аг датировки минералов досинийского фундамента Северо-Восточного Китая, а также определения модельного возраста свинца из серии Боян-Обо Внутренней Монголии. Лишь в последнее время на основании изохронных датировок минералов и валовых проб досинийских кристаллических пород было строго доказано проявление здесь метаморфизма и этапа внедрения гранитов и пегматитов 1400 млн. лет назад (Yanagi, Yamaguchi, 1970).

Упомянутые выше датировки свинцовой минерализации серии Боян-Обо показали значительный разброс значений, но были проинтерпретированы как свидетельствующие о времени накопления свиты 1550±150 млн. лет назад (Стратиграфия СССР, 1963; Тугаринов, Войткевич, 1966, 1970). Эти цифры многими исследователями рассматриваются как доказательство раннерифейского возраста верхних членов серии Боян-Обо и сопоставимой с ней серии Хуто. Однако полученные в последнее время многочисленные К-Аг и отдельные U-Th-Pb датировки минералов из пегматитов показали, что несомненный аналог серии Хуто – серия Ляонин Ляодунского полуострова – древнее 1800–1900 млн. лет. К выводу о дорифейском возрасте серии Хуто приводят и сопоставления ее с развитой в северо-восточной части КНДР сходной по строению серией Мачхоллен, К-Аг датировки слюд которой составляют 1700–1640 млн. лет (Геология Корев, 1964).

Вывод об отсутствии в составе синия аналогов нижнего рифея подтверждается также сопоставлениями синийского разреза с развитым в Учуро-Майском районе. Правда, такие сопоставления ранее (Стратиграфия СССР, 1963; Семихатов и др., 1963) привлекались к обоснованию обратных заключений, но в то время Палеонтологического контроля за корреляцией не было, а строение базальных горизонтов верхнего докембрия Юго-Восточной Сибири было недостаточно расшифровано. Уточнение их строения (Воронов и др., 1966; Комар и др., 1970) и, главное, новые палеонтологические материалы по синию КНДР, полученные И. Н. Крыловым и мной, позволяют вернуться к сравнению этих разрезов. Роль главного репера при этом играют слои, там и здесь охарактеризованные последовательной сменой лахандинских и катавских (игниканских) сгроматолитов. Использование этого репера ведет к корреляции лахандинской серии со средней и верхней подсвитами свиты Садану и с ее аналогами, что подтверждается датировками глауконита из нижележащих слоев сравниваемых разрезов (см. рис. 35). Эти датировки позволяют сопоставлять нижние горизонты свиты Гаоюйчжуан с карбонатной частью керпыльской серии.

Обращает на себя внимание, что в увязанных таким образом частях синийского и учуро-майского разрезов устанавливаются две существенные reoлогические границы, отражающие палеогеографические перестройки. Одна из них проходит непосредственно выше слоев с катавскими (игниканскими) строматолитами и в Учуро-Майском районе маркируется сменой карбонатных пород терригенными, а в КНР — появлением терригенных пород среднего синия, которые на значительной площади залегают несогласно на досинийских образованиях. Вторая подобная граница отражает трансгрессивное залегание той или иной части терминального рифея. И хотя предлахандинские движения при принятой схеме сопоставления не находят своего выражения в синийском разрезе⁴, мы вправе говорить о существовании каких-то общих закономерностей развития сравниваемых регионов в рифее. Нельзя не видеть этой общности и на ранних этапах синийского развития, во время накопления осадков, предшествующих свите Гаююй-

¹ Напомним, что предлахандинские движения в Учуро-Майском районе проявлены не повсеместно, отражением чего и было выделение единой майской серии в схеме С. В. Нужнова и В. А. Ярмолюка (1959, 1968; Нужнов, 1967).

чжуан, уже увязанной с карбонатной частью керпыльской серии. В Учуро-Майском районе ниже этого уровня залегают терригенный член керпыльской серии (тоттинская свита) с изотопным возрастом 1200-1050 млн. лет и более древний трансгрессивный ритм аимчанской серии с возрастом средней части 1250-1270 млн. лет. Те же члены разреза устанавливаются ниже свиты Гаоюйчжуан в синии. При этом нижний из сравниваемых ритмов как в одном, так и в другом регионе наиболее изменчив по составу и мощности, выклинивается на поднятиях (см. рис. 27, 35, 36) и отличается спорадическим развитием карбонатных толщ. В частности, последние совершенно отсутствуют в соответствующих отложениях на Северо-Востоке СССР и именно эти отложения наиболее близки в нижних своих горизонтах к китайскокорейским.

Все сказанное приводит к выводу, что нижний синий соответствует среднему рифею и нижней части верхнего рифея, а средний и верхний синий могут сравниваться с верхней частью верхнего рифея и с терминальным рифеем. При несомненной близости среднерифейских отложений п-ова Корея и Северо-Восточного Китая к развитым в Учуро-Майском районе и на Северо-Востоке СССР, верхнерифейские толщи в составе синия совмещают черты сибирских и уральских их разрезов. С первыми их роднят двучленное строение и случаи залегания верхнего комплекса на доверхнерифейских образованиях, а со вторыми — полнота объема и существенно карбонатный состав. Терминальный рифей Северо-Восточного Китая в известной мере близок к сибирскому, а содержащие тиллоиды одновозрастные отложения КНДР представляют особый их тип, который отсутствует на Сибирской платформе и в ее обрамлении, но широко распространен в Казахстане и на Тянь-Шане.

Глава II

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Наиболее полные разрезы протерозоя Северной Америки расположены в пределах южной и северо-западной частей Канадского щита, а весьма представительные серии верхнего протерозоя вскрываются в Скалистых горах США и Каналы. Локембрий Каналского шита, и в первую очерель его южной части, явился тем объектом, на примере которого создавался историко-геологический метод расчленения криптозоя и разрабатывался ряд стратиграфических шкал, претендовавших на роль общих. Именно здесь расположены те разрезы, которые предлагались в качестве типовых при выделении протерозоя, а региональные литостратиграфические комплексы верхнего протерозоя Скалистых гор не раз выдвигались в качестве мировых эталонов отложений этого возраста. Широкие вопросы стратиграфии докембрия различных регионов Америки изучены далеко не одинаково. Для территории Канадского щита разработана общая схема расчленения протерозоя, тогда как изучение одновозрастных отложений США по существу не вышло за стадию создания местных и региональных стратиграфических шкал, и только в последнее время вопросы межрегиональной корреляции встали на повестку двя (см. Cloud, 1971; Crittenden et al., 1972; и др.).

канадский щит

В данном регионе по возрасту и структурным особенностям выделяются восемь провинций (рис. 38), разделенных крупными разломами и (или) зонами быстрого изменения степени метаморфизма и лислопированности одновозрастных комплексов (Тектонические карты..., 1967; Stockwell. 1961, 1963, 1964а, b, 1968; и др.). Наиболее древние из этих провинций — Сьюпириор, Слейв и Восточная Нейн — обладают складчатым фундаментом, сформированным более 2600-2700 млн. лет назад в ходе кеноренской складчатости, а первые две — и спорадически развитым нижнеи верхнепротерозойским чехлом. Обширная провинция Черчилл, а также Южная и Бэр выделяются как области более молодой (около 1900 млн. лет) гудзонской складчатости: платформенный чехол здесь представляют различные горизонты рифея. Провинция Западная Нейн — это область развития метаморфических и интрузивных пород. К-Аг датировки которых, близкие к 1300 млн. лет, связываются в канадской литературе с эльсонской складчатостью, а провинция Гренвилл — это пояс полиметаморфических и интрузивных пород, закончивший свое формирование около 1100 млн. лет назал.

Канадские геологи пеизменно расчленяют докембрий на архей и протерозой, границу между которыми определяют кеноренской складчатостью,



Рис. 38. Геологические провинции Канадского щита, по Стоквеллу (Stockwell, 1968), с изменениями

1 — фанерозой; 2 — платформенный верхнепротерозойский чехол; 3 — протоплатформенный нижнепротерозойский чехол; 4 — область гренвилльской «складчатости»; 5 — область эльсонской «складчатости»; 6 — область гудзонской складчатости; 7 — область архейской (кеноренской) склад чатости; 8 — граница сплошного распространения фанерозойских отложений а внутри протерозоя выделяют три главные части: нижний, средний и верхний протерозой, или афебий, хеликий и хадриний, с границами 1700 и 920 млн. лет (Stockwell, 1964a, 1968; Stockwell et al., 1970).

Геологи США протерозой южной части щига обычно описывают как средний и верхний докембрий, граница между которыми геологически примерно отвечает границе между афебием и хеликием. Ниже мы увидим, что палеохеликий канадской схемы объединяет два различных по геологическому содержанию и структурно обособленных комплекса: один из них обнимает позднеорогенные серии гудзонид, а второй — нижнерифейские платформенные толщи. В соответствии с этим первый комплекс ниже включается в дорифейскую часть протерозоя, а материал по верхнему освещается в разделе, посвященном рифею.

дорифейская часть протерозоя

Лучшие по полноте и по степени изученности разрезы этих отложений известны в районе Великих озер, в южной части щита, и в его северо-западной части, в провинции Слейв и в смежных частях провинций Бэр и Черчилл.

Район Великих озер

Данная область, являющаяся стратотипической для протерозоя, объединяет южные районы провинции Сьюпириор и провинцию Южную. Развитые здесь разрезы нижнего протерозоя относятся к различным типам, и сопоставление их до сих пор вызывает дискуссию.

Протерозойские отложения района Великих озер залегают с угловым несогласием на метаэффузивах и метаосадках серий Киватин и Тимискаминг, которые были деформированы и на значительной плошади гранитизированы в ходе позднеархейской кеноренской складчастости. Ее возраст в соответствии со статистическим максимумом К-Аг датировок, полученных главным образом по слюдам (Lowdon, 1960, 1961, 1962; Lowdon et al., 1963; Wanless et al., 1965, 1966, 1967, 1968; и др.), в Канаде оценивается в 2470-2675 (Stockwell, 1964a, 1968) или 2560 млн. лет (Stockwell et al., 1970)¹. Применение более совершенных методов датирования и рассмотрение конкретных пифр вместо статистического анализа позволяет уточнить время проявления этой складчатости, сопутствующего ей метаморфизма и магматизма. Изохронный U-Pb возраст цирконов различных архейских метамор-Фических пород провинций Южная и Сьюпирнор составляет 2700-2750 млн. лет (Aldrich et al., 1965; Hart, Davis, 1969). Довольно многочисленные изохронные Rb-Sr датировки архейских гранитоидов, пегматитов и золотоносных жил в южной части провинции Сьюпириор равны 2480-2710 млн. лет, а прорванные ими метаэффузивы и метаосадки тем же методом датируются 2680-2740 млн. лет (Purdy, York, 1966; Hart, Davis, 1969; Turek, Peterman, 1968; Hanson et al., 1971). К приведенным цифрам близки наиболее высокие значения К-Аг возраста роговой обманки и мусковита и Rb-Sr определения слюд в провинциях Южная и Сьюпириор (2500-2750 млн. лет), а также заметное количество К-Аг определений биотита, укладывающихся в интервале 2680-2770 млн. лет (op cit., Goldich et al., 1961; Goldich, 1968). Эти цифры следует рассматривать как реликтовые, тогда как значительная часть K-Ar и Rb-Sr датировок омоложена и в провинции Сьюпириор приходится на интервал 1580-2480 млн. лет (Stockwell, 1968), а в провинции Южная – 1000–2500 млн. лет (Goldich et al., 1961; Aldrich et al., 1965). В то же время несколько K-Ar определе-

¹ Необходимо еще раз напомнить, что все К-Аг датировки, приводимые в работе, пересчитаны в соответствии с принятыми в СССР значениями $\lambda_{\rm K} = 0.557 \times 10^{-10}$ лет⁻¹.



Рис. 39. Схема геологического строения района Великих озер

1 — фанерозой; 3 — верхнее Кивино; 3 — нижнее и среднее Кивино; 4 — серия Уайтуотер; 5 — надсерия Анимики; 6 — надсерия Гурон; 7 — предположительно гуронские отложения в провинции Гренвилл; 8 — архей; 9 — архей (?) провинции Гренвилл; 10 — массив Дулут; 11 — лополит Садбери; 12 — наиболее крупные массивы постанимикских гранитов; 13 — разломы; 14 — фронт Гренвилл

8

131

ний возраста биотита и некоторые Rb-Sr определения полевого шпата превышают 2900 млн. лет и в свете сказанного (см. раздел 1, гл. II) должны рассматриваться как завышенные, лишенные стратиграфического смысла.

Приведенные данные показывают, что главная фаза архейского регионального метаморфизма и гранитизации в южной части провинции Сьюпириор и в провинции Южная происходила около 2700 млн. лет назад, а к периоду времени около 2600 млн. лет назал относятся либо повторные низкотемпературные преобразования, либо, скорее, поднятие рассматриваемых пород выше геоизотермы, критической для Rb-Sr и K-Ar систем минералов. Более низкие значения К-Аг и Rb-Sr возраста отдельных минералов легко объясняются омоложением под влиянием различных событий. наиболее ярко проявившихся в соседних регионах. Необходимо отметить, что в центральной части провинции Сьюпириор, вне области развития нижнего протерозоя, некоторые архейские породы имеют относительно низкие значения изохронного Rb-Sr возраста: граниты 2390 млн. лет. эффузивы Киватина и Тимискаминга соответственно 2376 и 2368 млн. лет (Fairbairn et al., 1966; Purdy, York, 1966, 1968). В то же время слюды этих гранитов имеют более древний изотопный возраст: 2690 (K-Ar) и 2550 (Rb-Sr) млн. лет (Lowdon et al., 1963).

Итак, мы видим, что максимальный возрастной предел надсерий Гурон и Анимики, входящих в состав нижнего протерозоя района Великих озер, равен 2700—2600 млн. лет.

Надсерия Гурон относится к числу наиболее широко известных литостратиграфических комплексов докембрия. Она вошла в состав протерозоя при его установлении (Emmons, 1888), затем неизменно описывалась в числе типовых подразделений докембрия Канадского щита (Van Hise, 1908; Lawson, 1929, 1930; Alcock, 1934; Leith, 1934; Stockwell, 1964а) и долгое время рассматривалась как тип нижнего протерозоя, хотя недавно было высказано мнение, что Гурон древнее всех прочих протерозойских толщ Канадского щита (Roscoe, 1969).

Гуронские отложения на большей, северной, части полосы своего развития залегают очень полого и почти неметаморфизованы, а на юге этой полосы, по южную сторону от разлома Меррей (рис. 39), входят в состав Пенокенского складчатого пояса, будучи интенсивно смяты и местами изменены в условиях амфиболитовой фации. В составе Гурона ныне выделяют четыре серии (Roscoe, 1969; Robertson et al., 1969; Stockwell et al., 1970), из которых три нижние отвечают нижнему Гурону или серии Брюс, а четвертая — верхнему Гурону или серии Кобальт более ранней классификации (Collins, 1925; The Proterozoic in Canada, 1957). Лучшие разрезы Гурона известны па северном побережье оз. Гурон, в районе Брюс — Блайнд-Ривер, где все четыре серии представляют собою крупные осадочные линзы, северные края которых последовательно смещаются к северу. Наиболее резкое такое смещение отмечается для серии Кобальт, которая на значительной площади в районе Кобальт поконтся прямо на архее.

Базальная серия Гурона — серия Эллиот-Лейк — залегает на мощной коре выветривания архейских пород и отличается значительной изменчивостью. В центре полосы своего развития, в районе Блайнд-Ривер (рис. 40, см. рис. 42) серия представлена полевошпатовыми и мономиктовыми кварцитами, которые содержат прослои кварцевых ураноносных и более редких полимиктовых конгломератов (формация Матиненда, 100—380 м), а в верхней своей части местами замещаются песчано-аргиллитовой пачкой (формация Нордик, или Мак-Ким, до 90 м). В юго-восточных разрезах (см. рис. 40) серия резко увеличивается в мощности (800—1650 м и более) и в районе Садбери в нижней своей части в той или иной мере замещается эффузивами базальтового и риолитового состава (до 1500 м), выделяемыми в разных районах их развития как формации Дункан, Тессалон, Патер, Стоби и др. Эти эффузивы расклинены пачками кварцитов и пластами бедных ураноносных конгломератов. Стратиграфическая принадлежность рассматриваемых вулканитов долгое время обсуждалась в каналской литературе (архей или протерозой), но находки среди них ураноносных конгломератов решили вопрос в пользу корреляции их с нижней частью Гурона. Менее значительные толщи основных эффузивов появляются в серии Эллиот-Лейк и в западных разрезах, в районе Брюс.

Вышележащие серии Гурона обладают более выдержан-Серия ным составом. Хаф-Лейк (Миссиссаги) — это толща сероцветных терригенных пород, более грубых в верхней части (формация Миссиссаги, 200-600 Тен-Майл, или м) и более тонкозернистых внизу (формация Пикорс, или Виски, 200-240 м), в основании которой залегает изменчивый по мощности (от 0,1 до 75 м, обычно 7-17 м) пласт конгломератов Рамзай-Лейк. Последние состоят из несортированных полуокатанных и угловатых галек и валунов архейских пород (до 1,6-2 *м* в диаметре), рассеянных в песчано-глинистом матриксе. Их рассматривают как отложения подводных оползней и суспензионных течений (Pienaar, 1963) или как тиллиты (McDowell, 1957; Roscoe, 1969; Stockwell et al., 1970). Вывод об их ледниковом генезисе подтверждается находками плавающих галек среди тонкослоистых песчано-глинистых пород (варвов?), ассоциирующихся с этими тиллондами (Young, 1970).

Завершающая разрез нижнего Гурона серия Куэрк-Лейк открывается пачкой несортированных тиллоидов или тиллитов Брюс (5-120, обычно 25 -40 м), среди которых присутствуют тонкослоистые песчаноглинистые пачки с рассеянными гальками (Young, 1970), а выизвестковистые ше залегают алевролиты, аргиллиты и известяки формации Эспанола (180-320 м) и полевошпатовые кварциты, алевролиты и аргил-



Рис. 40. Схема строения надсерии Гурон в районе озер Куэрк и Эллиот (северный берег оз. Гурон), по Роско (Roscoc, 1957), упрощено

1 — известники; 2 — аргиллиты, глинистые сланцы, граувакки; 3 — граувакки; 4 — полевошпатовые кварциты; 5 — гравелиты, грубозернистые фельдшиатовые кварциты, аркозы; 6 — олигомиктовые конгломераты; 7 — полимиктовые валунные конгломераты; 8 — догуронская кора выветривания; 9 — догуронские эффузивы и граниты литы с прослоями конгломератов формации Серпент (120—300 м). Конгломераты Брюс по облику очень близки тиллитам верхнегуронской формации Гоуганда (Collins, 1925; Casshyap, 1969; Stockwell et al., 1970), хотя и отличаются от них меньшей ролью глинистой фракции в матриксе, лучшей сохранностью и существенно кварцевым составом мегакластов (Lindsey, 1969; Pienaar, 1963). Описанные отложения, составляющие нижний Гурон, к северу от района Блайнд-Ривер быстро выклиниваются, а к востоку, к району Садбери, приобретают более высокую степень метаморфизма и дислоцированности. Мощность их здесь увеличивается до 4000—5000 м (против 1000—1900 м в районе Блайнд-Ривер), несогласия между сериями исчезают, а количество конгломератов, в особенности ураноносных, сокращается (см. рис. 48).

Верхний Гурон (серия Кобяльт) в районе Садбери и местами в районе Блайнд-Ривер залегает согласно на нижнем, но севернее быстро переходит на архей. В основании серии выделяется формация Гоуганда, представляющая собою наиболее широко распространенный член всего Гурона. Нижняя ее часть (или формация Колман) — это тиллиты и подчиненные им песчано-сланцевые отложения, которые в районе Садбери накапливались в морских, а севернее — в континентальных условиях. Важнейшими аргументами за ледниковую природу этих образований являются наличие штрихованного ложа, присутствие варвов с плавающими гальками и широта распространения (Ovenshine, 1965; Lindsey, 1969; Casshyap, 1969).

Выше в составе серии Кобальт в юго-восточных и южных разрезах залегают две мощные толщи светлых мономиктовых кварцитов (Лоррейн, до 2000 м и Бар-Ривер, 600—800 м), которые разделяются формацией Гордон-Лейк (240—1200 м), состоящей из зеленых, серых и розовых кварцитов и аргиллитов с прослоями кремнистых пород и известняков. Венчает разрез толща розовых и белых кварцитов (250—300 м) с пачками в 1—25 м тонкослоистых железистых алевролитов и аргиллитов, сохранившаяся лишь в ядрах наиболее глубоких структур (Young, 1966б, 1968; Frarey, 1967; Roscoe, 1969). Таким образом, нижняя серия Гурона представляет собою комплекс песчаников, ураноносных конгломератов и лав, а три вышележащие отвечают осадочным ритмам: их начинают тиллоиды или тиллиты, а заканчивают сланцево-кварцитовые пачки (см. рис. 40, 42).

Гуронские отложения прорваны серией разновозрастных интрузий, наиболее древними из которых являются диабазы Ниписсинг. Их изохронный Rb-Sr возраст 2155±80 (Van Schmus, 1965) и 2162±27 млн. лет (Fairbairn et al., 1969). Эти данные хорошо совпадают с K-Ar и Rb-Sr возрастом слюд (соответственно 2170 и 2180 млн. лет; Lowdon et al., 1963; Van Schmus, 1965) и наиболее высокими значениями свинцово-изотопного возраста тех же диабазов (2000±200 млн. лет: Proterozoic in Canada, 1957). К более молодым интрузиям, прорывающим Гурон, относятся граниты Катлер, развитые в пределах Пенокенского трога. Их пегматиты имеют Rb-Sr возраст мусковита 1750-1760 млн. лет, тогда как К-Аг датировки биотита пегматитов и гранитов омоложен - 1300-1440 млн. лет (Wetherill et al., 1961, 1962), и близки к изохронному Rb-Sr возрасту – 1475 млн. лет – гранитов Игл, развитых неподалеку (Van Schmus, 1965). Возраст широко известного постгуропского лополита Садбери устанавливается Rb-Sr изохронным методом 1704 млн. лет, а K-Ar и Rb-Sr по слюдам - 1350-1900 млн. лет (Faure et al., 1964; Fairbairn et al., 1968). Выполняющие чашу лополита и прорванные им туфы, глинистые сланцы и граувакки серии Уайтуотер, которые являются наиболее молодыми нижнепротерозойскими слоистыми толщами рассматриваемого района, имеют изохронный Rb-Sr возраст 1665 и 1720 млн. лет (Fairbairn, et al., 1968).

Большое значение для установления возраста нижних горизонтов Гурона могли бы иметь датировки урановой минерализации серии Хаф-Лейк, но ее датировки оказались резко дискордантными и в своем большинстве меньшими, чем возраст диабазов Ниписсинг (Wanless, Trail, 1956; Stieff et al., 1956; Mair et al., 1960). На основании графической обработки этих данных С. Роско (Roscoe, 1969) оценивает минимальный возраст руд в 2300 млн. лет. Лежащими вне возможных пределов возраста Гурона оказались также K-Ar датировки валовых проб сланцев формации Виски, Rb-Sr определения вулканитов серии Эллиот-Лейк и изохронный Rb-Sr возраст метаосадков в районе Садбери (соответственно 1640, 1915—2065 и 1950 млн. лет) (Lowdon et al., 1963; Van Schmus, 1965; Fairbairn et al., 1969). Только по осадочным породам формации Гоуганда Rb-Sr изохронным методом было получено значение, видимо отвечающее времени ее накопления — 2287±87 млн. лет (Fairbairn et al., 1969). Таким образом, Гурон древнее 2150±50 млн. лет, а его базальные горизонты начали формироваться не позднее 2300—2400 млн. лет назад, но не ранее 2600—2700 млн. лет назад.

Надсерия Анимики территориально разобщена от Гурона и выражена в совершенно иных фациях. Она обнажается в бассейне оз. Верхнего в пределах сложного, субширотно вытянутого синклинория (см. рис. 39). Анимики отделяется резким угловым несогласием от архея и обычно метаморфизована в условиях фации зеленых сланцев, хотя часть ее пород лежит в пределах изограды граната, а иногда ставролита и силлиманита (James, 1955). Наиболее полные разрезы Анимики известны в Северном Мичигане, где в ее составе выделяются четыре серии; три нижние из них разделяются размывами и местными угловыми несогласиями, а верхняя пластуется согласно. Расчленение этих серий на формации несколько специфично в каждом из отдельных участков их распространения, но все эти местные подразделения достаточно хорошо коррелируются между собой (Leith et al., 1935; Grout et al., 1951; James 1958; Goldich et al., 1961).

Первая из упомянутых серий — Чоколай — развита только в восточной и южной частях Северного Мичигана и в смежной части Висконсина. Она начинается локально распространенными тиллоидами (Ферн-Крик и Рини-Крик, от 1—2 до 60—80 м), в американской литературе описываемыми как тиллиты (Pettijohn, 1943; Purffett, 1969), выше которых залегают широко развитые светлые кварциты с прослоями конгломератов, а у кровли сланцев и железистых кварцитов (формации Стерджен, Мезнард, Сандей, от 50—60 до 250—300 и даже до 650 м). Завершает разрез серии толща доломитов с прослоями сланцев, песчаников и единичными покровами кислых эффузивов (формации Рэндвилл, Бэд-Ривер, Кона, 50—250, иногда 700 м). Карбонатные породы содержат линзы кремней, прослои строматолитовых и оолитовых разностей (Hofmann, 1969).

Вторая серия - Миномини - залегает с размывом на нижней, а на обширной площади северной Миннесоты и в Онтарио переходит прямо на архей, являясь наиболее широко развитым членом Анимики. В ней выделяются две части. Нижняя представлена кварцитами, более редкими конгломератами и сланцами, которым подчинены кремнистые породы, такониты и редкие основные эффузивы (формации Фелш, Аджибик, Палмс и Сайамо в Мичигане. Пакегама в Миннесоте и Кэкабека в Онтарио). Соотношения этих пород меняются от места к месту, а мощности в общем убывают от северного Мичигана, где они составляют 50-430 м, к северной Миннесоте (10-75 м) и Онтарио (1-10 м). Верхнюю часть серии слагают железорудные отложения - пжеспилиты, такониты, пестроцветные тонкополосчатые кремнистые породы, которым подчинены различные сланцы, оолитовые железняки, в Северном Мичигане, кроме того, редкие строматолитовые доломиты с Collenia ferrata Grout et Brod., а в Онтарио — доломиты, небольшие покровы основных эффузивов и два маломощных (от 5-10 см до $1-2 \, m$), но очень хорошо выдержанных пласта кремнистых пород со строматолитами. Мощность этих отложений, выделяемых как формации Вулкан, Айронвуд, Негони в Мичигане, Бивабик в Миннесоте и Ганфлинт в Онтарио, в южных районах их развития редко превосходит 200-250 м, обычно составляя 100-150 м, а в Онтарио сокращается до 80-170 м. Намболее подробная характеристика строматолитов формации Ганфлинт дана X. Хофманном (Hofmann, 1969а), который выделил в них пять морфологических типов, получивших буквенную индексацию. Тип С описан П. Клаудом и мною как *Gruneria biwabikia* (Cloud, Semikhatov, 1969). В этих строматолитах ранее был обнаружен богатый комплекс водорослей (библиографию см. Schopf, 1970).

Вышележащая серия Борага, в полном объеме представленная только на востоке и юго-западе Северного Мичигана, характеризуется быстрой фациальной изменчивостью. В южных разрезах ее нижнюю часть слагают невыдержанная пачка кварцитов и конгломератов (формация Гудрич, до 50 м) и толща основных и редких кислых метавулканитов, железистых кварцитов, таконитов и иногда доломитов (более или менее одновозрастные формации Хэмлок, Гринвуд, Кларксбрук, Фенч-Ривер, Эмейза). Мощность этой толши меняется от 7000 м на юге до нуля на севере, где она замещается породами формации Мичигамми – изменчивым по мощности (от 10-50 до 1700 м) комплексом граувакк, кварцитов и сланцев с прослоями эффузивов и таконитов. Разрез серии Бэрага венчается основными метавулканитами и песчаниками формации Бэдуотер (500—2000 м). Вне Северного Мичигана под несогласно залегающим рифеем сохраняются только нижние горизонты серии Бэрага, представленные пестрыми глинистыми, иногда графитистыми сланцами с прослоями известняков (формации Вирджиния и Роув, до 1000 м); их метаморфические аналоги выделяются как формапия Томпсон (James, 1955; Goldich et al., 1961). Наиболее молодой член надсерии Анимики – серия Пайнт-Ривер (до 2000 м) – сохранился только в ядрах отридательных структур на юге Северного Мичигана. Это темные глинистые сланцы с прослоями граувакк, содержащие отдельные пачки сидеритов и кремнистых пород. Серия расчленяется на пять формаций: Данн-Крик, Ривертон, Гайавата, Стамбаг и Форчун-Лейк.

Таким образом, в самом общем виде в надсерии Анимики можно выделить три части: 1) серию Чоколай, образующую законченный осадочный ритм, который представлен олигомиктовыми песчаниками и доломитами; она пользуется ограниченным распространением и содержит в своем основании тиллоиды; 2) серию Миномини и отчасти серию Бэрага, характеризующиеся широким развитием железистых пород, появлением эффузивов и значительной ролью кварцитов и сланцев; 3) верхи серии Бэрага и серия Пайнт-Ривер, которые отличаются быстрой фациальной изменчивостью, возрастанием роли полимиктовых песчаников и эффузивов при постепенном исчезновении кварцитов и железистых пород.

Довольно многочисленные постанимикские интрузии и метаморфические породы надсерии имеют ряд изотопных датировок (Goldich et al., 1961; Aldrich et al., 1965): Rb-Sr датировки слюд из раннеорогенных, синорогенных и посторогенных гранитоидов соответственно равны 1720, 1500-1880 и 1650-1775 млн. лет. К-Аг датировки тех же объектов по мусковиту лежат в пределах 1290-1845 млн. лет, тогда как биотит, как правило, резко омоложен. K-Ar возраст роговой обманки из синорогенных гранитов 1640 млн. лет, а из доорогенного габбро — 1600—1865 млн. лет. Rb-Sr возраст полевого шпата упомянутых гранитов 1590—1900 млн. лет, а U-Th-Pb датировки их циркона составляют 1890, 1930 и 2130 млн. лет. Обобщение радиохронологических данных привело Л. Олдрича и его соавторов к выводу, что возраст прорывающих Анимики пегматитов, гранитов и метагаббро близок к 1900 млн. лет, «как это вытекает из Rb-Sr датировок полевого шпата и мусковита и U-Th-Pb датировок циркона. Следовательно, возраст самих осадков оценивается как больший, чем 1900 млн. лет, и меньший, чем 2700 млн. лет» (Aldrich et al., 1965, стр. 462).

Попытки определить время седиментации пород Анимики, несмотря на их относительно слабый метаморфизм, пока не увенчались успехом. Время накопления формации Ганфлинт оценивалось в 1900±200 млн. лет (Hurley et al., 1962) путем увеличения на 15-20% (для компенсации возможной

цотери Ar и Sr) K-Ar и Rb-Sr датировок аутигенного иллита, равных соответственно 1640-1662 и 1620 млн. лет. Изохронные Rb Sr определения возраста показали следующее: породы формации Махномин (аналог Покегама), неизмененные разности — 1850, измененные — 1540 млн. лет, метаморфизованные породы формаций Роув, Вирджиния и Томпсон - 1650 млн. лет (Peterman, 1966). Согласно З. Питерману, цифра 1850 млн. лет отвечает времени позднего метаморфизма анимикских пород, а две другие омоложены, хотя и сохранили низкое стронциевое отношение. Видимо, время каких-то наложенных процессов отражают и изохронные Rb-Sr датировки пород формаций Ганфлинт и Роув, показавшие 1635 млн. лет (Faure, Kovach, 1969), хотя исследователи, получившие их, и рассматривают эти цифры как отражающие время седиментации. Однако они лежат за минимальным пределом возраста надсерии, определяемым датировками интрузий, прорывающих аналоги названных формаций в смежных с юга районах. По мнению Дж. Хансона и др. (Hanson et al., 1971), приведенные Rb-Sr определения отражают этап низкотемпературного метаморфизма или воздействие интрузий с возрастом около 1 млрд. лет. Такая интерпретация кажется тем более вероятной, что главным стронциевым минералом в породах Ганфлинт и Роув является иллит (Faure, Kovach, 1969).

Итак, современные радиогеохронологические данные не разрешили проблемы корреляции Анимики и Гурона, которая порождена пространствеиной разобщенностью их выходов, отстоящих друг от друга не менее чем на 240 км, и литологическими различиями, недавно суммированными С. Роско (Roscoe, 1969, стр. 111—113). В ходе изучения надсерий было высказано множество точек зрения о их возрастных соотношениях. В настоящее время своих сторонников находят как представления об их разновозрастности (Frarey, 1966; Roscoe, 1969; Stockwell et al., 1970; и др.), так и о том, что они в какой-то мере сопоставимы (Van Schmus, 1965; Семихатов, 1964; Young, 1966a, b; Church, Young, 1970; и др.). Это последнее мнение опирается на следующие историко-геологические данные: 1) Пенокенский прогиб, выполненный складчатым Гуроном, находится примерно на простирании прогиба оз. Верхнего, выполненного Анимики; 2) как в Анимики, так и в Гуроне выделяются нижняя, локально распространенная часть, отличающаяся олигомиктовым составом обломочных пород (нижний Гурон и Чоколай), и верхняя, гораздо тире развитая часть, в которой олигомиктовые терригенные образования в той или иной мере уступают место полимиктовым; 3) в кровле Гурона находятся железистые кварциты, которые рядом исследователей рассматриваются как главный аргумент за корреляцию этой части разреза с серией Миномини (Church, Young, 1970; Young, 1966а, b); 4) в составе Гурона широким распространением пользуются тиллиты и тиллоиды, известные также в основании Анимики (James, 1958; Van Schmus, 1965; Young, 1966a, b; Church, Young, 1970; Young, 1970).

Корреляционное значение последнего признака особенно подчеркивают Дж. Янг и В. Черч, которые сравнивают тиллоиды Ферн-Крик и Рини-Крик, залегающие в основании Анимики, с тиллитами Гоуганда, открывающими собой разрез верхнего Гурона. В подкрепление такой корреляции они ссылаются также на литологическое сходство кварцитов Лоррейн, залегающих на тиллитах Гоуганда, с кварцитами Стерджент, перекрывающими тиллоиды Ферн-Крик и Рини-Крик. В связи с этим нужно подчеркнуть, что тиллоиды Ферн-Крик по составу с равным успехом могут сравниваться с тиллоидами и тиллитами нижнего Гурона (с конгломератами Рамзай-Лейк и Брюс).

Если же верно предположение о том, что Пенокенский трог находит свое продолжение в прогибе Анимики, то логично ожидать общую одновозрастность их базальных горизонтов, тем более что «даже в крайних южных выходах Гурона нет доказательств, что какие-либо из гуронских формаций образовались за счет источника сноса, лежащего к югу от современной области развития Гурона» (Young, 1968, стр. 148). Таким образом, можно считать доказанным, что по крайней мере серия Кобальт находит своих аналогов в составе Анимики, а косвенные доводы делают весьма вероятной корреляцию нижнего Гурона с нижней серией надсерии Анимики. Что же касается верхней части последней, то она (серии Бэрага и Пайнт-Ривер) не имеет своих аналогов в составе Гурона и надстраивает его разрез вверх.

Следовательно, как геологические, так и приведенные выше радиогеохронологические данные убеждают, что Гурон, неоднократно предлагавшийся в качестве типа пижнего протерозоя, представляет лишь небольшую нижнюю часть этого подразделения (древнее 2150 млн. лет). Больший стратиграфический объем имеет надсерия Анимики, по в ней отсутствуют наиболсе молодые горизонты нижнего протерозоя с возрастом 1900–1700 млн. лет. Возможным аналогом этих горизонтов в районе Великих озер является только серия Уайтуотер, выполняющая чашу лополита Садбери, но стратиграфическое положение этой серии спорно.

Северо-западные районы щита

Разрез нижнего протерозоя в северо-западной части Канадского шита полнее, чем в южной, за счет появления здесь отложений с возрастом 1900-1700 млн. лет, образующих верхний структурный комплекс раннепротерозойских образований. Его представители развиты по существу только в провинциях Черчилл и Бэр, где залегают в разобщенных тектонических депрессиях (рис. 41), современные контуры которых близко отвечают контурам областей осадконакопления того времени. В отличие от этого поля развития нижележащего комплекса афебия представляют собой лишь фрагменты общирной области былого его распространения (Hoffman, 1969; Hoffman et al., 1970). Практически неметаморфизованные толщи этого комплекса сохранились здесь в виде обособленных пятен по окраинам провинции Слейв (см. рис. 41). В северо-восточной ее части отложения этого комплекса (серия Гоулберн) вне зон разломов слагает очень пологие структуры, а запалнее (серия Эпуорт) в них происходит заметное усиление степени дислоцированности и метаморфизма и (уже в провинции Бэр) появляются прорывающие гранитоиды. Далее к западу и к югу в провинции Бэр одновозрастные толщи интенсивно дислопированы, изменены в условиях амфиболитовой фации и на общирных участках гранитизированы.

Аналог названных серий в южной части провинции Слейв — надсерия Грейт-Слейв — слагает довольно напряженные структуры, но метаморфизована в условиях зеленосланцевой фации. Деформации надсерии связаны с движениями по разлому Мак-Дональд, отделяющему здесь провинцию Слейв от провинции Черчилл — обширной области гранитизации и складчатости гудзонского возраста (около 1900 млн. лет).

Основанием афебия провинции Слейв обычно служат архейские зеленокаменные толщи серии Йеллоунайф и прорывающие ее гранитоиды. Только в районе восточного рукава Большого Невольничьего озера между надсерией Грейт-Слейв и серией Йеллоунайф вклиниваются вулканогенно-осадочные серии Юнион-Айленд и Вильсон-Лейк. Они деформированы сильнее, чем Грейт-Слейв, но, видимо, предваряются архейскими гранитоидами.

К-Аг возраст архейских пород провинции Слейв колеблется в широких пределах; граниты и гранито-гнейсы по биотиту — 1805-2690 млн. лет при сгущении цифр вокруг значений 2230-2640 и 1870-1970 млн. лет; те же породы по мусковиту — 2180-2740 млн. лет; метаморфические породы серии Йеллоунайф — 1970-2570 (биотит) и 2445-2480 (мусковит) млн. лет (Lowdon, 1961; Lowdon et al., 1963; Leech et al., 1963; Wanless et al., 1965, 1966, 1967, 1968). Rb-Sr изохронный возраст гранитоидов фундамента — 2610 ± 40 , 2610 ± 50 и 2575 ± 25 млн. лет; йеллоунайфских вулканитов — 2625 ± 25 млн. лет (Green et al., 1968).

Серия Гоулберн отвечает наплитным разрезам нижнего протерозоя про-



Рис. 41. Схема геологического строения северо-западной части Канадского щита 1 — фанерозой; 2 — верхний рифей (обломочные толщи верхней части серии Коппермайн-Ривер); 3 — средний рифей (вулканогенные толщи нижней части серии Коппермайн-Ривер); 4 — нижний рифей; 5 — поздние молассы гудзонской складчатости, осадочные фации; 6 — то же, вулканогенные фации; 7 — осадочные и метаосадочные толщи афебия, в провинции Черчилл интенсивно смятые; 8 — гранито-гнейсы провинции Черчилл (включая архейские гранито-гнейсы); 9 — гудзонские гранито-гнейсы провинции Черчилл (включая архейские метаосадки и метавулканиты провинции Бэр; 10 — архейский фундамент провинции Слейв; 11 — главнейшие разломы Области выходов отложений: I — серии Гоулберн, II — серии Эпуорт, III — надсерии Грейт-Слейв, IV — серии Ноначо, V — формации Атабаска, VI — формации Телон, VII — нижней части серии Дубонт, VIII — серии Харуиц и ее аналогов

винции Слейв, а серия Эпуорт смежной части провинции Бэр обычно трактуется как ее миогеосинклинальный аналог (Tremblay, 1968, 1967; Fraser, 1964; Fraser, Tremblay, 1969; Hoffman, 1969). В основании обеих серий на коре выветривания архейских пород с маломощными конгломератами в основании залегает толща зеленовато-серых, а на востоке и красноцветных аргиллитов, чередующихся с мономиктовыми и полевошпатовыми кварцитами. В серии Гоулберн эти отложения, содержащие прослои строматолитовых известняков и кварцитов, выделяются как формация Уэстерн-Ривер (460— 1200 м), в серии Эпуорт — как формация Оджик (до 2300 м), отличающаяся появлением основных эффузивов у основания.

Стратиграфически выше в серии Гоулберн залегает толща розовых кварцитов с прослоями кварцевых конгломератов (формация Бернсайд-Ривер, 180—2700 м), а в серии Эпуорт — толща массивных толстослоистых, частично строматолитовых доломитов с прослоями аргиллитов, кремней, а местами и с андезитовыми покровами (формация Рокнест, 700—1700 м). Несмотря на различия состава, две названные формации, видимо, являются стратиграфическими аналогами, так как и та, и другая перекрываются одинаковой толщей серых, а местами и вишневых, иногда известковистых аргиллитов, содержащих прослои алевролитов, песчаников, а у кровли — и известняков. Мощность этой толщи в серии Гоулберн (формация Пикок-Хилс) 50-600 м, в серии Эпуорт, где в ее составе возрастает роль псаммитовых пород (формация Риклюз), — 600-1800 м.

Выше следует существенно карбонатная толща, представленная в серии Гоулберн строматолитовыми, частично кремнистыми доломитами с прослоями известняков и аргиллитов (формация Куувик, 43-240 м), а в серии Эпуорт — бесстроматолитовыми известняками с прослоями аргиллитов и граувакк (формация Коулес-Лейк, до 800 м). В кровле серий залегают красноцветные песчаники и алевролиты (формации Такиюак и Браун-Саунд, до 400 м) с прослоями гематитовых песчаников на востоке. Таким



образом, несмотря на определенные различия в составе отдельных горизонтов (рис. 42; см. также рис. 47), общая посвитная корреляция рассмотренных серий не вызывает сомнений.

Метаморфические породы серии Эпуорт и прорывающие ее граниты К-Аг методом по слюдам датированы 1725—1925 млн. лет (Wanless et al., 1965, 1968). К-Аг возраст базитов, прорывающих серию Гоулберн,— 1160— 1616 млн. лет, а новообразованного мусковита из пород этой серии — 2075 млн. лет. Последняя цифра, видимо, завышена в связи с присугствием в новообразованных зернах обломочной слюды (Wanless et al., 1965), а да-

Рис. 42. Сопоставление разрезов афебия южной и северо-западной частей Канадского щита

J — конгломераты; 2 — ураноносные конгломераты; 3 — граувакки; 4 — олигомиктовые песчаники; 5 — железистые песчаники; 6 — алевролиты; 7 — глинистые сланцы; 8 — известково-гли нистые сланцы; 9 — глинистые известняки; 10 — известняки; 11 — доломиты; 12 — строматолиты; 13 — тиллиты; 14 — тиллонды; 15 — туфы; 16 — основные эффузивы; 17—21 — изотопный возраст, млн. лет: 17 — эффузивов и комагматичных гипабиссальных тел, 18 — прорывающих образований, 19 — валовых проб метаосадочных пород, 20 — К-Аг метод, 21 — изохронный Rb-Sr метод; 22 — архейские образования (в районе Большого Невольничьего озера, включая серию Юнкон-Айленд)

Разрезы района Кобальт — по Коллинзу (Collins, 1925) и кн. Протерозой Канады (The Proterozoic in Canada, 1957); района Блайнд-Ривер — по Роско (Roscoe, 1957, 1969); района Садбери — зал. Мак-Грегор — по Янгу (Young, 1968); района Большого Невольничьего озера — по Хоффману (Hoffman, 1968, 1969); бассейнов р. Коппермайн — Большого Медвежьего озера и района зал. Батерст — по Фрезеру и Тремблею (Fraser, 1964; Fraser, Tremblay, 1969)





Рис. 43. Схема строения надсерии Грейт-Слейв и серии Эт-Тен, по Хоффману (Hoffman, 1969)

1 — лакколит диоритов; 2 — лавы со столбчатой отдельностью; 3 — пиллоу-лавы; 4 — пирокластические породы; 5 — черные сланцы; 6 — зеленые сланцы; 7 — красные сланцы; 8 — сланцы с карбонатными конкрециями; 9 — сланцы с псевдоморфозами по галиту; 10 — известковистые сланцы; 11 — глинистые известняки; 12 — известняки; 13 — доломиты; 14 — алевролиты; 15 граувакковые сланцы; 16 — песчаники; 17 — конгломераты

тировки кластического мусковита из основания серии Гоулберн (2460 млн. лет) и эффузивов формации Оджик (1665 млн. лет) явно омоложены (Wanless et al., 1966). Минимальный возрастной предел этих серий в соответствии с упомянутыми определениями возраста гранитов оценивается в 1900— 1950 млн. лет. Несогласно перекрывающие их породы относятся к рифею.

Более полный разрез нижнего протерозоя вскрыт вдоль восточного рукава Большого Невольничьего озера, где его представляют надсерия Грейт-Слейв и серия Эт-Тен. Надсерия Грейт-Слейв развита в сравнительно узком.
вытянутом в северо-восточном направлении асимметричном синклинории. ориентированном перпендикулярно к простиранию раннепротерозойских структурно-фациальных зон. В составе надсерии, наиболее подробно изученной П. Хоффманом (Hoffman, 1967, 1968, 1969), выделяются четыре серии (рис. 43; см. также рис. 42, 47). Базальная из этих серий — серия Сосэн — объединяет отложения двух осадочных ритмов, разделенных размывом. Нижний ритм составляют формация Хорнби-Чаннел (200-1500 м), состоящая из светлых полевошпатовых кварцитов с прослоями конгломератов, алевролитов, а в основании кое-где и строматолитовых доломитов, и вышележащая формация Духамел (300 м), сложенная разнообразными (в том числе строматолитовыми и онколитовыми) поломитами с прослоями карбонатных песчаников и алевролитов. Верхний ритм начинается такими же кварцитами, как и нижний (формация Клюзиай, до 450 м), а завершается красноцветными аргиллитами и алевролитами с пластами глауконитовых песчаников на востоке (формация Экейтчо-Ривер, около 300 м). В этих песчаниках присутствуют тонкие (0,8-1,2 см) и длинные (до 15-20 см в просмотренных мною образцах) вертикальные столбики постоянного сечения, выполненные тонкозернистым кварцитом; П. Хоффман их сравнивает со сколитесами.

Вышележащая серия Кахочелла (400-1500 м) представлена тонкополосчатыми, иногда карбонатными аргиллитами, верхняя, незначительная по мощности, часть которых (формация Чарлтон-Бэй) окрашена в темнозеленые тона и содержит бентонитовые разности, а бо́льшая, нижняя, имеет красную окраску и по присутствию известняковых конкреций вверху и прослоев песчаников, гематитсодержащих сланцев и строматолитовых доломитов внизу расчленяется на две формации — Мак-Лауд и Джибролтар. В крайних юго-западных разрезах пограничные горизонты двух рассмотренных серий замещаются преимущественно вулканогенной толщей основного состава (формация Ситон, до 1300 м).

Более молодая серия Питей в основании содержит маркирующую пачку красных очень тонкослоистых глинистых известняков с прослоями гематитовых мергелей (формация Дуглас-Пенинсула, 18—40 м). Выше в северовосточных районах залегает преимущественно карбонатная толща, в которой строматолитовые и абиогенные разности пород находятся в довольно сложных взаимоотношениях (см. рис. 43). К юго-западу эти отложения замещаются более глубоководной толщей (до 600 м) серых тонкослоистых карбонатных аргиллитов, граувакковых песчаников и алевролитов и подчиненных им афанитовых, иногда кремнистых известняков.

В составе серии Кристи-Бей, венчающей разрез рассматриваемой надсерии, выделяются две части. Нижняя из них (формация Старк, около-700 м) сложена красноцветными тонкослоистыми алевролитами и аргиллитами с пластами и линзами строматолитовых доломитов и крупными ополаневыми (?) блоками карбонатных пород, а в верхней преобладают красноцветные полимиктовые и литокластические песчаники и алевролиты, которые у основания заключают пласты конгломератов (формация Точетви, до 600-850 м) и перекрываются локально сохранившимися красными аргиллитами (Портейдж-Инлет, 120-230 м) и основными метавулканитами (формация Пирсон, до 240 м).

Данные о изотопном возрасте надсерии немногочисленны. Гранодиориты, прорывающие серию Кристи-Бэй, имеют К-Аг возраст по биотиту 1695—1915 млн. лет (Lowdon et al., 1963; Hoffman, 1969), а биотит из дайки, прорывающей серию Сосэн и не имеющей контактов с более молодыми толщами, тем же методом датируется 2246 млн. лет (Leech et al., 1963). Основные дайки такого же возраста (2165—2265 млн. лет) развиты среди архейского фундамента прямо к северо-западу от выходов надсерии Грейт-Слейв; Дж. Лич и его соавторы (Leech et al., 1963) полагают, что они комагматичны лавам средней части Грейт-Слейв. Таким образом, минимальный возрастной предел серии Сосэн мы можем оценивать в 2250 млн. лет, тогда как максимальный определяется в 2600 млн. лет. Следовательно, возрастные рамки надсерии Грейт-Слейв отвечают рамкам, установленным для серии Эпуорт и Гоулберн, а сходство их состава и последовательности напластования позволяет провести и более детальное сопоставление (см. рис. 42).

Более молодые докембрийские отложения Канадского щита в канадских стратиграфических схемах отделяются от рассмотренного комплекса осадков стратиграфическим рубежом очень высокого ранга, отвечающим границе между нижним и средним протерозоем, афебием и хеликием и т. д. Обоснованием этой точки зрения служит то, что упомянутые отложения разделяются важным структурным рубежом и этапом кульминации гудзонской складчатости, магматизма и метаморфизма с возрастом около 1900 млн. лет. Но если отвлечься от этих данных и обратиться к анализу состава, формационной принадлежности и возрастных соотношений с гудзонскими гранитами супракрустальных пород, то в основании хеликия канадской схемы легко выделить позднеорогенный комплекс гудзонской складчатости, со всех точек зрения сравнимый с аналогичным комплексом, венчающим разрез нижнего протерозоя Евразии. К этому комплексу на Канадском щите принадлежат серии Эт-Тен, Ноначо, Мартин, Камерун-Бей, нижняя часть серии Дубонт и, вероятно, упоминавшаяся уже серия Уайтуотер.

Серия Эт-Тен (Hoffman, 1968, 1969) приурочена к тому же синклинорию, в котором сохранилась надсерия Грейт-Слейв, но если для последней этот синклинорий отвечает лишь небольшой части площади ее былого распространения, то для эттенских пород он в значительной мере соответствует ` бассейну седиментации. Эти породы залегают несогласно на различных горизонтах надсерии Грейт-Слейв и на прорывающих ее диоритах, будучи в нижней, большей своей части (формация Мьюрки, до 1000 м) представлены красноцветными валунными и крупногалечниковыми конгломератами с линзами и прослоями более тонких терригенных пород и отдельными покровами основных дав. Гальки и валуны конгломератов вблизи основания формации представлены грейт-слейвскими породами, а выше появляются и граниты. Мощность формации, насыщенность ее конгломератами и размер галек последних максимальны вблизи разлома Мак-Дональд, ограничивающего упомянутый синклинорий с юга и служащего здесь границей между провинциями Слейв и Черчилл. Верхняя часть серии Эт-Тен (формация Прибл, до 3000 м) состоит из красноцветных литокластических и аркозовых песчаников с линзами гравелитов, которые на северном крыле синклинория переходят на надсерию Грейт-Слейв. Время накопления серии Эт-Тен лежит в пределах от 1850-1900 до 1300-1350 млн. лет в соответствии с K-Ar датировками подстилающих образований и прорывающих основных даек (Fahrig, Wanless, 1963; Hoffman, 1969). Приводимые ниже геологические данные позволяют уточнить место серии в этом большом отрезке времени.

Аналогом серии Эт-Тен в смежной части провинции Черчилл (см. рис. 41) является серия Ноначо (McGlynn, 1966, 1971) района одноименного озера, которая залегает в серии конседиментационно развивавшихся приразломных прогибов среди гранитизированных гудзонских и архейских пород. В составе серии доминируют валунно-галечные конгломераты (до 1,5-2,0 км), расклиненные пачками и пластами грубых брекчий внизу, розовых и бурых полимиктовых песчаников, сланцев и редких основных эффузивов вверху. В составе галек и валунов конгломератов развиты главным образом кристаллические породы.

Теми же чертами характеризуется формация Мартин (мощность более 5000 м), развитая по северному берегу оз. Атабаска и несогласно налегающая на предположительно архейские породы, переработанные в ходе гудзонской складчатости (Donaldson, 1968; Fraser et al., 1971). На основании U-Pb датировок урановой минерализации в фундаменте и в формации Мартин возрастные рамки последней оцениваются в 1930±40-1780±20 млн. лет. K-Ar возраст основных пород, прорывающих данную формацию,-1465 1550 млн. лет, ее эффузивов - 1765 млн. лет, а подстилающих образований — 1840—1900 млн. лет (Wanless et al., 1965; Fraser et al., 1971; Stockwell et. al., 1970).

В более северных районах рассматриваемой части Канадского щита к тому же комплексу относятся вулканогенно-обломочные толщи района озер Дубонт и Бейкер, которые в местных стратиграфических схемах включаются в состав базальных горизонтов серии Дубонт (Donaldson, 1965, 1966). Резко несогласно на гудзонских гранитах и на прорванных ими метаморфических породах здесь залегают валунные конгломераты (формация Саус-Чаннел, до 1500 м), которые перекрываются и частично замещаются по простиранию красноцветными полимиктовыми песчаниками с прослоями гравелитов и сланцев (формация Казан, до 3000-3600 м). Выше со слабым угловым несогласием на этих песчаниках или резко несогласно на фундаменте залегает вулканогенная толща — красные и серые ортофиры, андезитовые порфириты, их туфы и агломераты внизу (формация Кристофер-Айленд) и кварцевые порфиры с отдельными горизонтами песчаников и конгломератов вверху (формация Питц). Мощность толщи зависит от неровностей палеорельефа, но не превышает 400 м.

Изохронный Rb-Śr возраст эффузивов формаций Питц и Кристофер-Айленд — 1835 млн. лет (Fraser et al., 1971). Эта цифра хорошо согласуется с K-Ar датировками слюд из сиенитов, считающихся гипабиссальной фацией ортофиров Казан (1670—1755 млн. лет) (Wanless et al., 1966, 1967). K-Ar возраст валовых проб упомянутых эффузивов — 1575— 1835 млн. лет (Leech et al., 1963; Lowdon et al., 1963). С другой стороны, гудзонские граниты и гнейсы, предшествующие рассматриваемым отложениям, имеют K-Ar датировки 1860—1920 млн. лет (слюды, роговая обманка; Wanless et al., 1968), а возраст первичной урановой минерализации фундамента этой части провинции Черчилл на основании дискордантных Ú-Th-Pb датировок оценивается в 1900±40 млн. лет (Eckelman, Kulp, 1957). Следовательно, время накопления нижней части серии Дубонт не выходит за пределы 1900—1730 млн. лет и, видимо, близко к 1850— 1730 млн. лет.

Приведенные выше радиологические датировки и большое сходство в составе и условиях залегания данных отложений с сериями Эт-Тен и Ноначо говорят о том, что и эти серии накапливались в тех же возрастных пределах. Весьма показательно, что в смежных участках провинции Черчилл одновременно с накоплением описанного комплекса, судя по отдельным изохронным Rb-Sr датировкам, происходило становление поздних гранитов гудзонид.

В провинции Бэр, также представляющей собой гудзонское сооружение (см. рис. 41), с рассматриваемым комплексом сопоставляются серии Камерун-Бей и Эхо-Бей (McGlynn, 1964; Frasrer et al., 1971; Stockwell et al., 1970), которые существенно отличаются от серии Снер по степени метаморфизма и дислоцированности, но не имеют с ней стратиграфических контактов. Типичными для серий Эхо-Бей и Камерун-Бей являются красноцветные обломочные породы — конгломераты, аркозовые песчаники, более редкие алевролиты, которые тесно ассоциируются с преобладающими в разрезах пестроцветными эффузивами дацитового, трахитового и андезитового состава, их туфами, агломератами и игнимбритами. Мощность перечисленных пород, видимо, превышает 3000 м.

Рассматриваемые толщи заключают тела гранодиоритов, имеющих U-Pb возраст цирконов 1820±20 млн. лет, а K-Ar возраст слюд 1765— 1845 млн. лет. Изохронный Rb-Sr возраст вулканитов серии Эхо-Бей 1770±30 млн. лет, K-Ar возраст роговой обманки основных их разностей 1640—1715 млн. лет (Robinson, Morton, 1972; Stockwell et al., 1970). Эти данные подтверждают геологические представления о возрастной близости упомянутых интрузивных пород и вулканогенных толщ серии Эхо-Бей и Камерун-Бей и о корреляции последних с нижними горизонтами серии Дубонт и их аналогами.

РИФЕЙ

Рифейские отложения на Канадском щите подразделяются на три комплекса (рис. 44). Первый охватывает терригенно-карбонатные толщи нижнего рифея, относимые в Канаде к палеохеликию; второй отвечает существенно вулканогенным толщам среднего рифея (неохеликий), а третий составляют обломочные серии верхнего рифея, в канадской схеме принадлежащие хадринию. Наиболее полный разрез рифея на Канадском щите наблюдается в северо-западной его части.

Северо-западные районы щита

В бассейне оз. Дубонт с угловым несогласием и корой выветривания в основании на все более древние образования налегает формация Тилон, завершающая разрез серии Дубонт (Donaldson, 1965, 1966; Fraser et al., 1971). В сложении формации доминируют светлые, существенно кварцевые песчаники с прослоями алевролитов и мелкогалечных конгломератов (около 150 м), а в кровле наблюдается небольшая пачка строматолитовых и онколитовых доломитов с прослоями терригенных пород. Формация Тилон прорвана основными дайками, имеющими K-Ar возраст 940-1445 млн. лет (Wanless et al., 1967, 1968), что совместно с датировками подстилающих толщ определяет ее принадлежность к нижнему рифею.

То же возрастное положение занимают формации Атабаска и Карлсвелл, развитые к югу от озера Атабаска (Fahrig, 1961: Donaldson. 1968; Baer, 1968, 1969; Currie, 1969). Первая формация залегает резко несогласно на гудзонских гранитах и прорываемых ими метаморфических толщах и отделяется от них корой выветривания, но нигде не приходит в соприкосновение с формацией Мартин — представителем ранее рассмотренного орогенного комплекса. Отсутствие метаморфизма и обломочный состав обеих этих формаций явились основой для их корреляции, принимавшейся многими геологами. Однако резко различная степень зрелости терригенного материала, слагающего эти формации, говорит против такой корреляции, а находки в базальных горизонтах Атабаски галек песчаников Мартин доказали более молодой возраст первой (Fahrig, 1961; Donaldson, 1968). Эту формацию слагают кремовые, а в отдельных прослоях и красные мономиктовые кварцевые (до 99% кварца) песчаники, которым резко подчинены алевролиты, аргиллиты, а также кварц-полевошпатовые песчаники, конгломераты и гравелиты, тяготеющие к нижним, а в юго-восточных разрезах и к более высоким горизонтам формации. Мощность этих пород не превышает 800 м (Currie, 1969). На них согласно налегают доломиты формации Карлсвелл, которые в нижней части представлены тонкослоистыми и листоватыми разностями, а в верхней — массивными, частично строматолитовыми (170 м, Currie, 1969).

Рассмотренные отложения прорваны основными дайками с К-Аг возрастом 1280 млн. лет, что совместо со стратиграфическим положением служит основанием для сопоставления формаций Атабаски и Тилон (Fahrig, 1961; Donaldson, 1968) и для отнесения рассматриваемых отложений к нижнему рифею.

Формации Атабаска и Карлсвелл легко находят своих аналогов в разрезе крайней северо-западной части Канадского щита — арктического побережья провинций Слейв и Бэр (см. рис. 50). Здесь со структурным несогласием на сериях Эпуорт, Гоулберн, Камерун-Бей и Эхо-Бей, а местами на гудзонских гранитах и на архее залегают серия Хорнби-Бей и ее аналоги — двучленный комплекс осадков (Tremblay, 1968; Fraser, Tremblay, 1969), который начинается светлыми кварцевыми песчаниками с пластами полевошпат-кварцевых разностей и конгломератов и заканчивается серыми, в значительной мере строматолитовыми доломитами с прослоями пестрых терригенных пород и с линзами кремней. Упомянутые песчаники в северо-западных разрезах выделяются как нижняя часть серии Хорнби-Бей (1200 м), а в северо-восточных — как формация Тинни-Коув (60—135 м с дальнейшим увеличением на юг), тогда как доломиты выделяются соответственно как верхняя часть серии Хорнби-Бей (1200 м) и формация Перри-Бей (150—160 м). В цементе рассматриваемых песчаников отмечается каолинит, а в доломитах Перри-Бей — включения битума (Fraser, 1964).

Максимальный возрастной предел описанных отложений оценивается в 1820—1770 млн. лет по несогласному налеганию их на серии Эхо-Бей и Камерун-Бей, а минимальный определяется прорыванием их дайками с К-Аг возрастом 1200—1370 млн. лет (Wanless et al., 1966, 1968) и залеганием под среднерифейской серией Коппермайн-Ривер. Сопоставление серии Хорнби-Бей с формациями Атабаска, Карлсвелл и Тилон (см. рис. 44) позволяет уточнить ее место в разрезе и отнести к нижнему рифею.

Наиболее молодой комплекс отложений хеликия в рассматриваемой части Канадского щита представлен нижними горизонтами серии Коппермайн-Ривер, верхние члены которой принадлежат хадринию. Эта серия широко распространена в бассейне нижнего течения одноименной реки, на севере провинции Бэр, и известна в провинции Слейв, по берегам залива Батерст. В бассейне р. Коппермайн она начинается мощной (до 3500 м) толщей основных, частично миндалекаменных эффузивов, которые в верхней части содержат прослои конгломератов и гематитовых песчаников. Эффузивы без видимого несогласия залегают на доломитах серии Хорнби-Бей и с размывов перекрываются 1—1,5-километровой толщей красноцветных песчаников с прослоями алевролитов и редких строматолитовых доломитов (верхнее Коппермайн-Ривер). Эти песчаники местами трансгрессивно переходят на серию Хорнби-Бей и более древние отложения и в свою очередь трансгрессивно перекрыты верхним кембрием (Baragar, 1967; Fraser, Tremblay, 1969).

В северо-западных разрезах, по побережью залива Батерст, серия Коппермайн-Ривер отделяется от более древних пород небольшим угловым несогласием, а мощность резко сокращается (терригенная часть — до 50— 60 м, вулканогенная — до 700—800 м). В ее основании здесь появляется небольшая (до 60 м) пачка красноцветных песчаников с прослоями алевролитов и доломитов (формация Кэнуяк), вероятно, частично замещающая собою эффузивы.

Серия Коппермайн-Ривер прорвана многочисленными дайками и силлами основного состава, особенно обильными в провинции Бэр, где расположена крупная стратифицированная интрузия габбро и гранофиров Маскокс, которая комагматична эффузивам серии (Smith, 1962). Ее К-Аг возраст по биотиту и валовым пробам соответственно 1205 и 1140 млн. лет (Lowdon et al., 1961; Wanless et al., 1965), а основные дайки семейства Маккензи (Fahrig, Wanless, 1963), видимо, связанные с эффузивами, датируются 1145-1360 млн. лет (Stockwell et al., 1970). Сами эффузивы показали разброс K-Ar дат от 775 до 1255 млн. лет (Wanless et al., 1968) с группировкой пифр около значений 1110-1255 и 775-900 млн. лет. без правильного распределения их по разрезу. Верхняя, осадочная, часть серии прорвана основными дайками, имеющими K-Ar возраст 635-750 млн. лет (Wanless et al., 1966; Fraser, Tremblay, 1969). Глауконит из тех же горизонтов датируется 460 млн. лет. Следовательно, верхнее Коппермайн-Ривер древнее 750 и моложе 1100 млн. лет и принадлежит верхнему рифею, а вулканогенная часть серии с возрастом 1100-1300 млн. лет является среднерифейской.

Район Великих озер

На юге Канадского щита рифейские отложения развиты только в бассейне оз. Верхнего, где их представляет серия Кивино. Эта серия входит в состав типового разреза протерозоя, и во многих схемах она одна либо совместно с Анимики предлагалась как тип верхнего протерозоя. Серия Кивино, выполняя ядро прогиба оз. Верхнего (см. рис. 39), залегает резко несогласно на всех более древних образованиях вплоть до архея и подразделяется на три части, которые известны как нижнее, среднее и верхнее Кивино (Leith et al., 1935; Hamblin, 1961, 1965; Goldich et .al., 1961; Du Bois, 1962; The Proterozoic in Canada, 1957). Нижнее Кивино

Рис. 44. Сопоставление разрезов рифейских и подстилающих отложений южной и северо-западной частей Канадского щита

1 — конгломераты; 2 — полимиктовые песчаники; 3 — моно- и олигомиктовые песчаники; 4 алевролиты; 5 — глинистые сланцы; 6 — известково-глинистые сланцы; 7 — доломиты; 8 — строматолиты; 9 — основные эффузивы; 10 — кислые эффузивы; 11 — игнимбриты; 12 — основные сипабиссальные интрузии; 13 — доорогенные толщи афебия; 14 — гранито-гнейсы афебия; 15 архейские образования; 16 — 24 — определения изотопного возраста, млн. лет: 16 — по эффузивам, 17 — по гипабиссальным комагматичным интрузиям, 18 — по наложенной урановой минерализации, 19 — по минералам и валовым пробам рвущих тел; 20 — по минералам метаморфических пород, 21 — К-Аг метол, 22 — Rb-Sr метод, 23 — изохронный Rb-Sr метод, 24 — изохронный U-Pb метод; 25 — строматолиты Conophyton garganicus Kor.; 26—29 — стратиграфические границы: 26 подошва рифея, 27 — подошва среднего рифея, 28 — подошва верхнего рифея, 29 — границы свити серий; 30 — тектонические границы

Разрезы района оз. Дубонт — оз. Бейкер — по Дональдсону (Donaldson, 1965, 1966); района оз. Атабаска — по Фаригу (Fahrig, 1961), Дональдсону (Donaldson, 1968), Курри (Currie, 1969); района зал. Батерст — по Фрезеру и Тремблею (Tremblay, 1968; Fraser, Tremblay, 1969); бассейна р. Коппермай — по Берагару (Baragar, 1967), Фрезеру и Тремблею (Fraser, Tremblay, 1969); района оз. Верг эго — по Лейту и др. (Leith et al., 1935) и Хемблину (Hamblin, 1961, 1965)





полнее всего представлено на северном берегу оз. Верхнего, в районє Порт-Артура, где выделяется как формация Сиблей. Это красные, серые и белые полимиктовые песчаники и алевролиты с прослоями и отдельными



пачками строматолитовых доломитов с Conophyton garganicus Kor. (Hofmann, 1969a), а в основании и конгломератов. Мощность этих отложений убывает от 120—340 *м* на северном берегу оз. Верхнего до 10—130 *м* на южном берегу, где карбонатные породы выклиниваются.

Среднее Кивино (вулканиты Норс-Шор, формации Портейдж-Лейк, Коппер-Харбор, или Ослер) сложено очень мошной (до 6000-7000 м. а по некоторым опенкам даже до 9000 м) существенно вулканогенной толщей. В своем большинстве это хорошо стратифированные покровы основных и более редких кислых эффузивов, которые чередуются с прослоями и отдельными пачками красноцветных песчаников, конгломератов и туфов. Осалочные поролы в нижней части толши резко подчинены вулканитам. но выше количество их возрастает и на п-ове Кивино они слагают значительные (до 1600 м) тела, представленные в основном грубыми конгломератами с гальками вмешающих их пород. Среднее Кивино заключает многочисленные силлы диабазов, а у западного окончания оз. Верхнего – и широко известный лополит Дулут — многофазный плутон, в состав которого входят габбро Дулут и более поздние гранофиры Меллен.

Верхнее Кивино развито только вдоль южного берега оз. Верхнего. Оно отлеляется размывом, а иногла и небольшим угловым несогласием от среднего (Leith et al., 1935). Базальная часть верхнего Кивино (от 70-100 до 2500-3000 м), носящая название «группа» Оронто в Северном Мичигане и формация Фонд-дю-Ляк в Миннесоте, состоит из красно- и сероцветных полимиктовых косослоистых песчаников, подчиненных алевролитов, медистых песчаников и сланцев (сланцы Нансач), а также конгломератов, которые могут образовывать линзы мощностью до нескольких сотен метров. Верхняя часть верхнего Кивино (от 50-100 до 1000-1400 м), залегающая с размывом на описанных породах, а иногда и на давах среднего Кивино. сложена краснопветными косослоистыми кварпевыми тонкозернистыми песчаниками и подчиненными конгломератами, алевролитами и аргиллитами (формации Джакобсвил или Бейфилд в Мичигане и Хинклей в Миннесоте). Эти подразделения иногда рассматриваются вне объема верхнего Кивино (Hamblin, 1961, 1965; и др.), но чаще включаются в него. Они с размывом перекрыты верхним кембрием.

		• • •	••	,	
Объект	K-Ar Rb-Sr		U-Th-Pb	Литера- турный источник	
Габбро Дулут, основные силлы, биотит	1035—1270	1090—1120		Goldich et al. (1961, 1966)	
Гранофиры Меллен, валовые пробы	940—1250	—	—	Goldich et al. (1966)	
Габбро Дулут, валовые пробы, минералы	-	1080 <u>+</u> 25* 1115 <u>+</u> 14*	-	Faure et al. (1969)	
Силлы в верхней части среднего Кивино, валовые пробы	-	1095 <u>+</u> 15•	_	Faure et al. (1959)	
Дайки в нижнем Кивино	-	_	1200	Cumming et al. (1955)	
Риолиты среднего Кивино, габбро Дулут, гранофиры Меллен, циркон	-	—	1115±15*	Silver, Green (1963)	
Лавы среднего Кивино, основные разности, биотит	785—1075	_		Goldich et al. (1961)	
Лавы среднего Кивино, кислые разности, валовые пробы	-	1100 <u>+</u> 25* 1042 <u>+</u> 6* 1042±32*	_	Shaurdhuri, Faure (1967)	
Порфиры Уайт-Пойнт**, валовые пробы	-	978 <u>+</u> 40*	—	Shaurdhuri, Faure (1967)	

Таблица 2.	Возраст э	ффузивных и	интрузивных	пород	среднего	Кивино,	млн.	лет
------------	-----------	-------------	-------------	-------	----------	---------	------	-----

Датировки, полученные изохронными методами.
Порфиры Уайт-Пойнт ранее рассматривались как секущее тело (Shaurdhuri, Faure, 1967), но новые данные показали, что они образуют покров, лежащий ниже пород с Rb-Sr возрастом 1100±25 млн. лет (Brooks, Garbutt, 1969).

Вулкано-плутонический комплекс Кивино принадлежит к радиологически наиболее полно изученным объектам Северной Америки (табл. 2).

Анализ этих датировок показывает, что возрастные рамки магматической активности Кивино составляют $1200\pm50-1050\pm25$ млн. лет. Следовательно, накоплению Кивино предшествовал длительный перерыв, так как невозможно себе представить, чтобы формирование нижнего Кивино заняло сколько-нибудь значительную часть гигантского отрезка времени, отделяющего этап гудзонского магматизма и метаморфизма (около 1900 млн. лет) от магматизма среднего Кивино. Можно думать, что максимальный возрастной предел этой серии определяется цифрами порядка 1350-1400 млн. лет, которые отвечают этапу интенсивного омоложения К-Аг и Rb-Sr датировок минералов архейских и нижнепротерозойских пород в районе оз. Верхнего, внедрению здесь основных даек, а в более южных областях – и внедрению анорогенных гранитоидов (Aldrich et al., 1965; Goldich et al., 1966; Hanson et al., 1971). Иными словами, нижнее и среднее Кивпно относятся к среднему рифею.

Возрастные рамки верхнего Кивино строго определяются лишь в пределах 1050±25 млн. лет — верхний кембрий¹, но региональные закономерности — отсутствие нижнего, а отчасти и среднего кембрия во внутренних районах Северо-Американской платформы — и палеомагнитные данные (Du Bois, 1962) позволяют достаточно уверенно говорить о докембрийском его возрасте. Сопоставление же с серией Коппермайн-Ривер определяет довендский возраст верхнего Кивино и позволяет отнести его к верхнему рифею и, возможно, к наиболее молодым горизонтам среднего рифея.

СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ И СМЕЖНАЯ ЧАСТЬ МИДКОНТИНЕНТА

К югу от Канадского щита в пределах Северной Америки нижнепротерозойские отложения обычно сильно метаморфизованы, интенсивно складчаты и входят в состав фундамента Северо-Американской платформы. Лишь в горах Медисин-Боу, в западном Вайоминге, наблюдаются слабо измененные отложения нижнего протерозоя (Hills et al., 1968; Houston et al., 1968), заключающие тиллиты и обнаруживающие известное сходство с Гуроном (Young, 1970). Гораздо шире к югу от щита развиты слабо измененные толщи верхнего протерозоя, но на обширных пространствах Мидконтинента между кристаллическим фундаментом и верхним кембрием или ордовиком наблюдаются лишь фрагменты рифейского разреза. В Аппалачах вскрываются более или менее полные последовательности отложений верхнего и терминального рифея, тогда как в Скалистых горах разрез рифея более полон и отличается лучшей изученностью.

Среди региональных литостратиграфических комплексов верхнего протерозоя Скалистых гор наибольшей популярностью пользуются Белт, Виндермер и Гренд-Кэньон; два первых из них не раз выдвигались как тип нижней системы палеозоя, а третий послужил Ч. Уолкотту (Walcott, 1889) основой для выделения альгонка. Но, несмотря на широкую известность этих комплексов, не они слагают наиболее полный разрез рифея Северной Америки. Такой разрез расположен на юге Скалистых гор, в смежных районах Аризоны, Невады и Калифорнии, где недавними исследованиями доказывается присутствие аналогов всех четырех главных подразделений рифея.

¹ Полученная изохронным Rb-Sr методом датировка валовых проб сланцев Наисач 1075 ± 50 млн. лет рассматривается получившими ее авторами (Shaudhuri, Faure, 1967) как определяющая максимальный возрастной предел из-за вероятного обогащения пород наследованным радиогенным стронцием.

Южная часть Скалистых гор в пределах Аризоны, Невады и Восточной Калифорнии в современной структуре входит в состав складчатого пояса Кордильер, а в палеотектоническом плане отвечает окраине Северо-Американской платформы и смежной части миогеосинклинали (King, 1969). Докембрий обнажается здесь в виде изолированных пятен среди фанерозойских пород и в самом общем виде подразделяется на два структурных комплекса: фундамент, формирование которого связывают с гудзонской складчатостью или с ее возрастными аналогами (Muehlberger et al., 1967; King, 1969), и осадочный чехол, породы которого обычно дислоцированы очень слабо и только в отдельных узких зонах образуют напряженные структуры. В верхнем комплексе, как уже говорилось, выделяются аналоги всех четырех фитем рифея. Но из-за сложных трансгрессивных перекрытий последовательность всех четырех из них ни в одном разрезе наблюдать не удается. В Центральной Аризоне вскрываются взаимоотношения нижнего рифея со средним и с подстилающими образованиями, в Северной Аризоне на фундаменте залегает средний рифей, перекрытый верхним рифеем и кембрием, а в Восточной Калифорнии на среднерифейском комплексе. находящемся на кристаллическом поколе, несогласно залегает терминальный рифей, вверх переходящий в нижний кембрий.

В Центральной Аризоне дорифейский фундамент слагают метаморфизованные в условиях амфиболитовой и высоких ступеней зеленосланцевой фации осадочно-вулканогенные образования надсерии Явапаи и широко распространенные прорывающие их граниты (Wilson, 1939; Anderson, 1951; Anderson et al., 1971). Изохронный U-Pb возраст этих позднетектонических или посттектонических гранитов по циркону — 1735±60 млн. лет при колебаниях частных датировок от 1660 до 1740 млн. лет (Lanphere, 1968), К-Аг возраст по биотиту и роговой обманке — соответственно 1750—1756 и 1677—1760 млн. лет. Подобные граниты Южной Аризоны Rb-Sr изохронным методом датируются 1775 млн. лет по разгнейсованным и 1630 млн. лет по массивным разностям (Livingston, Damon, 1968), тогда как U-Th-Pb датировки части из них лежат в пределах 1650—1700 млн. лет.

U-Pb возраст цирконов из эффузивов серии Аш-Крик, считающейся нижним членом надсерии Явапаи Центральной Аризоны. -- 1820 млн. лет. из серии Биг-Баг (Олдер), считающейся верхним членом надсерии,-1775 млн. лет. Последняя цифра точно совпадает с изохронным U-Pb определением возраста гранитоидов, прорывающих данную серию, и рассматривается как довод за одновозрастность гранитного и эффузивного магматизма (Anderson et al., 1971). Модельный возраст свинца из серии Аш-Крик и Биг-Баг — соответственно 1820 и 1720–1790 млн. лет. Изохронные Rb-Sr датировки тех же эффузивов показали меньшие значения. лежащие за минимальным пределом возраста: 1310, 1525, 1580 и 1610 млн. лет, на юге штата — 1360 и 1660 млн. лет (Livingston, Damon, 1968; Lanphere, 1968; Anderson et al., 1971). Указания на существование гранодиоритов, предшествующих серии Явапаи (Blacet, 1966), не подтвердились ни геологическими, ни геохронологическими данными (Anderson et al., 1971). Приведенные материалы показывают, что формирование фундамента в Аризоне по существу закончилось 1735-1750 млн. лет назал и только отдельные гранитоиды на юге этого штата внедрялись 1650 -1700 млн. лет назад.

На этих образованиях резко несогласно, с мощной (до 35 м) корой выветривания в основании залегает серия Мазатцаль, которая начинается локально распространенными кварцитами и кварцевыми конгломератами Дэдмен (50-100 м) и серыми аргиллитами Маварини (150-240 м), а заканчивается светлыми кварцевыми кварцитовидными песчаниками Мазатполь (до 1000-1200 м), которые обычно залегают прямо на фундаменте (Wilson, 1939; Anderson, 1951; Shride, 1967). Породы серии прорваны кварцевыми монцонитами, изохронный Rb-Sr возраст которых 1420 млн. лет. К-Аг возраст их слюд 1480 млн. лет (Livingston, Damon, 1968). Следовательно, эта серия моложе 1735—1750 млн. лет и древнее 1420 млн. лет и может быть уверенно отнесена к нижнему рифею (см. рис. 54). Местами на породах фундамента залегает толща красноцветных конгломератов, туфов и эффузивов липаритового состава (формация Тексас-Галч), соотношения которой с другими членами рифейского разреза неизвестны (Blacet, 1966; Anderson, 1971).

Упомянутые монцониты принадлежат комплексу кислых интрузий с возрастом около 1350—1450 млн. лет, который широко распространен в юго-западных районах США (Giletti, Damon, 1961; Wasserburg, Lanphere, 1965; Livingston, Damon, 1968) и нередко рассматривается как одно из проявлений так называемой мазатцальской «орогении», разделяющей, согласно Э. Вильсону (Wilson, 1939), серии Мазатцаль и Апачи. Однако ясный анорогенный характер этих гранитов (ор cit.) противоречит подобной трактовке.

Вышележащая серия Апачи, отделенная угловым несогласием как от фундамента, так и от серии Мазатцаль, слагает широко распространенную, субгоризонтально лежащую толщу, которая отличается выдержанностью своего состава на площади (Shride, 1967). В ее основании выделяются туфогенные алевролиты с прослоями аркозовых песчаников и конгломератов формации Пайонир (45-150 м), которые присутствуют только во впадинах палеорельефа. Стратиграфически выше следуют пестроцветные аркозовые песчаники, которые в нижней части чередуются с гравелитами, а в верхней — с постепенно вытесняющими их аргиллитами и алевролитамя (формация Дриппинг-Спринг, 165-210 м). Эти породы сменяет формация Мескаль, начинающаяся небольшим горизонтом песчаников или доломитовой брекчии, в средней своей части сложенная окремненными, частично строматолитовыми доломитами (60-120 м), а в верхней — цестропветной карбонатно-терригенной толщей (15-30 м). Эта толща перекрывается, а местами и подстилается эффузивами базальтового состава (30-115 м).

На различных горизонтах описанных пород с размывом залегает формация Трой, не входящая в состав серии Апачи. Она начинается локально развитыми грубыми аркозами с пластами конгломератов (130 м), выше которых следуют белые полевошнат-кварцевые песчаники и гравелиты с галькой кварца и пластами конгломерата в основании (90-250 м), а затем — светлые кварцевые песчаники (до 150 м), с глубоким размывом перекрытые кварцитами среднего кембрия (Shride, 1967; Krieger, 1968).

Максимальный возрастной предел описанных пород устанавливается в 1420 млн. лет в соответствии с датировками подстилающих ее кварцевых монцонитов, а минимальный определяется тем, что и Апачи, и Трой прорваны диабазами с возрастом 1150 (U-Th-Pb, циркон) и 1198 (K-Ar, биотит) млн. лет (Livingston, Damon, 1968). Среднерифейский возраст серии Апачи подтверждается и находками в известняках Мескаль Conophyton cylindricus Masl. в Tungussia sp. (Cloud, Semikhatov, 1969).

В Северной Аризоне верхнедокембрийские отложения представляет падсерия Гренд-Кэньон, вскрытая в Большом каньоне р. Колорадо. Эта толща резко несогласно налегает на метаморфические сланцы и амфиболиты серии Вишну и на прорывающие их граниты и с небольшим несогласием перекрывается песчаниками нижнего кембрия. Полные разрезы надсерии сохранились в восточной части каньона, где в ее составе выделяются серии Анкар и Чуар, тогда как западнее кембрий постепенно срезает верхний докембрий и ложится прямо на Вишну (Van Gundy, 1951; Maxson, 1966; Ford, Breed, 1972). В основании серии Анкар выделяются известняки Басс — 60—30-метровая толща коричневатых, частично строматолитовых (Stratifera sp.) известняков с прослоями аргиллитов, которые в основании несут небольшую (1-9 м) пачку краснопветных гравелитов и песчаников и вверх по разрезу сменяются кирпично-красными сланцеватыми аргиллитами с прослоями алевролитов, песчаников, кремнистых пород и редких известняков (сланцы Хэкатай, 150-170 м), а затем серыми и вишневыми кварцевыми полевошпат-кварцевыми песчаниками с линзами гравелитов (формация Шинумо, 360-500 м). Затем выделяется формация Докс (690-1000 м) — серые и розовые песчаники с прослоями аргиллитов и алевролитов, формация Рэмэ, представленная покровами основных эффузивов базальтового состава (240-300 м) и формация Нанкоуип (100 м) — пестропветные косослоистые песчаники с прослоями аргиллитов, а у кровли — и известняков. Этими породами заканчивается разрез серии Анкар: на ряде удовней в ней наблюдаются силлы диабазов. На поверхностях напластования известняков Басс и песчаников Нанкоуип содержатся округлые рельефные образования, описанные как отпечатки медуз (Van Gundy, 1951; и др.). Органическое их происхождение ныне оспаривается (Cloud, 1968).

Серия Чуар отделяется от подстилающих пород размывом и, по данным Т. Форда и В. Брида (Ford, Breed, 1972), разделяется на две части.

Нижняя из них, выделяемая как формация Галерос (1320 м), объединяет три осадочных ритма, каждый из которых венчается пачкой пестрых или серых аргиллитов с прослоями алевролитов, а начинается монолитными пластами карбонатных пород в 12-25 м (два нижних ритма) или частым чередованием известняков, сланцев и песчаников (верхний ритм). B известняках второго ритма содержатся пластовые строматолиты Stratifera. а также столбчатые формы, определяемые Т. Фордом и В. Бридом как Inzeria sp. В одном из карбонатных пластов третьего ритма также содержатся столбчатые строматолиты, определяемые мною как Tungussia occidentale (Daw). Ранее они описывались как Cryptozoon occidentale Daw. или Collenia occidentale (Daw.) (Walcott, 1914). Т. Форд и В. Брид полагают, что эту форму можно определить как Baicalia aff. rara Semikh. Нужно, однако, отметить, что микроструктура рассматриваемых строматолитов и типовых экземпляров только что названной формы существенно различна.

Верхняя часть серии Чуар — формация Квегант (675 м) — начинается маркирующим пластом красных песчаников (24 м), выше которого располагается серо- и пестроцветная существенно аргиллитовая толща с тремя маломощными, но хорошо выдержанными пластами доломитов. В нижнем из них заключены биогермы типичных *Gymnosolen* Steinm.; плохая сохранность микроструктуры в имеющихся у меня образцах не позволяет определить их до вида. Т. Форд и В. Брид эти строматолиты определяют как *Boxonia*, ссылаясь только на хорошо выраженную у них стенку. Помимо указанных строматолитов на ряде уровней в серии Чуар содержатся остатки *Chuaria*, видимо, принадлежащие микрофитопланктону (Ford, Breed, 1972). В сланцах Хэкатай серии Анкар мною в коллекции В. Брида определен строматолит *Collenia undosa* Walc.

Максимальный возрастной предел надсерии Гренд-Кэньон оценивается в 1350-1400 млн. лет на основании следующих данных. Гнейсы серин Вишну имеют U-Th-Pb возраст 1725 млн. лет (циркон), а прорывающие их пегматиты — 1695 млн. лет (моноцит). Rb-Sr возраст валовых проб тех же пегматитов оказался равным 1530-1550 млн. лет, а слюды из гнейсов имеют возраст 1370 (Rb-Sr) и 1440 (K-Ar) млн. лет. Такой же K-Ar возраст показал биотит из мигматитов — 1390 млн. лет (Tilton et al., 1957; Aldrich et al., 1957; Pastels, Silver, 1965). Изохронные Rb-Sr датировки пород фундамента (Wasserburg, Lanphere, 1965) показали, что главная фаза их метаморфизма происходила 1600-1800 млн. лет назад, а к эпохе 1350-1400 млн. лет назад относится радиологическое омоложение пород и внедрение некоторых гранитов. К их числу, в частности, относится широко известный гранит Багдад, который прорывает серию Явапаи, но не имеет контактов с верхним докембрием. U-Th-Pb возраст циркона из этого гранита 1375 млн. лет, K-Ar и Rb-Sr датировки его мусковита соответственно 1414 и 1390 млн. лет (Livingston, Damon, 1968).

Опираясь на известное литологическое сходство серии Анкар с развитыми в 250-300 км южнее серией Апачи и формацией Трой и на одинаковое их соотношение с диабазами, можно вслед за В. Шрайдом (Shride, 1967) сопоставить названные подразделения и, следовательно, отнести серию Анкар к нижней части среднего рифея (см. рис. 47). Наличие в серии Чуар *Gymnosolen* sp. говорит о принадлежности ее средней части к верхнему рифею, хотя базальные горизонты серии могут еще входить в состав среднего рифея. Установленный таким образом значительный перерыв, отделяющий серию Чуар от нижнего кембрия, заполняется осадочными толщами, развитыми в Восточной Калифорнии, в районе Долины Смерти, в 360-400 км к западу от Большого каньона.

В основании видимого разреза здесь располагается комплекс метаморфических и интрузивных пород (Мохави), U-Th-Pb возраст пирконов которого составляет 1700—1820 млн. лет (Silver et al., 1962; Stern et al., 1966), а K-Ar и Rb-Sr датировки слюд — соответственно 1750—1770 и 1480 млн. лет (Wasserburg et al., 1959). На эти породы резко несогласно налегает серия Парумп в составе трех формаций (Wright, Troxel, 1966; Hunt, Mabey, 1966; Stewart, 1970):

Мощность, м

1.	Формация Кристалл-Сиринг — темные полевошпат-кварцевые песча-	
	ники с прослоями гравелитов внизу, палевые и розоватые, частично	
	строматолитовые доломиты с кремнями в середине и темные аргил-	
	литы и алевролиты с линзами доломитов вверху	600-1300
2.	Формация Бек-Спринг — темно-серые доломиты с линзами кремней,	
	а в середине — с прослоями глинистых сланцев	300—400
З.	Формация Кингстон-Пик, отделенная размывом от нижележащей,	
	начинается пачкой серых кварц-полевошпатовых песчаников с рас-	
	сеянными гальками кварца и гранитов, затем следует толща чередо-	
	вания подобных же песчанпков, тонкослоистых аргиллитов и алев-	
	ролитов, местами содержащих плавающие гальки, а выше — тиллои-	
	ды, состоящие из глинисто-песчанистого, местами доломитистого	
	матрикса, в котором неравномерно распределены различные по раз-	
	мерам (от долей до 30-35 см) и форме обломки доломитов, кварци-	
	тов, гранитов, более редких гнейсов и диабазов. Некоторые обломки	
	имеют характерную утюгообразную форму и иногда несут на гранях	000 000
	штриховку	300600

Приведенные данные определяют серию Парумп как более молодую, чем 1700 млн. лет. Наличие в ее нижней формации силлов диабазов, которые обычно сравнивают с аналогичными диабазами соседних районов Невады и Аризоны, имеющими возраст около 1100 млн. лет, присутствие строматолитов Baicalia sp. и Jacutophyton sp. (Howell, 1971) и структурное положение - все это позволяет относить нижнюю часть серии Парумп к нижней части среднего рифея, сопоставляя ее с серией Апачи и, возможно, с формацией Трой. Что же касается формации Кингстон-Пик, отделенной размывом от более древних пород и лишенной диабазов, то ее по наличию тиллоидов в настоящее время в американской литературе сопоставляют с тиллоидами нижней части серии Виндермер (Cloud, 1971; Grittenden et al., 1972; и др.), которая, как мы увидим далее, скорее всего относится к терминальному рифею. Таким сопоставлениям противоречит то, что формация Кингстон-Пик с несогласием перекрывается палеонтологически охарактеризованными отложениями терминального рифея. Поэтому данную формацию вслед за Н. М. Чумаковым можно, видимо, считать верхнерифейской; не исключено, что ей близки по возрасту тиллиты Маунт-Роджерс Южных Аппалачей.

На разных горизонтах серии Парумп, а местами и на фундаменте залегает другая карбонатно-терригенная серия, верхними своими членами уходящая в кембрий (Stewart, 1970; Wright, Troxel, 1966; Hunt, Mabey. 1966). В ее основании выделяется формация Нундей (450-660 м) — очень однообразные светло-серые и кремовые массивные доломиты, иногда содержащие неопределимые строматолиты. Выше следует формация Джовни (600-1300 м), которая начинается толщей чередования зеленовато-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов с более редкими прослоями и небольшими пачками песчанистых, частично строматолитовых доломптов. а заканчивается толщей тонкослоистых зеленоватых терригенных пород с отдельными прослоями доломитов в верхней части. Один из таких прослоев нацело сложен оолитовыми доломитами и служит хорошим маркирующим горизонтом («оолит Джонни»). Вышележащие кварциты Стирлинг (кварцевые песчаники, аргиллиты, алевролиты, редкие доломиты, а внизу и конгломераты общей мощностью до 600 м) обычно рассматривают как переходную толщу от докембрия к кембрию, так как в более молодой формации Вуд-Кэньон содержатся обломки трилобитов, а в сопоставляемой с ней формации Кампито встречен представитель древнейшего сообщества трилобитов — Fallotaspis. Хотя точнее положение границы докембрия и кембрия в рассматриваемой серии наметить и не удается, находки в доломитах Джонни юдомских строматолитов Linella aff. ukka Kryl., Boxonia cf. gracilis Kor. n Paniscollenia sp. (Cloud, Semikhatov, 1969; Cloud et al., 1969) подтверждают докембрийский возраст этой части разреза и позволяют отнести ее к терминальному рифею.

При прослеживании рассматриваемой серии к востоку, к Большому каньону р. Колорадо (Wheeler, 1948), ее стратиграфический объем последовательно сокращается снизу за счет выпадения одних членов разреза и миграции вверх по стратиграфической вертикали других до тех пор, пока к востоку от крупной зоны разломов фундамента (Bayley, Muehlberger, 1968) палеонтологически охарактеризованные нижнекембрийские отложения не переходят непосредственно на фундамент или на серию Гренд-Кэньон. Эти соотношения геологически подтверждают, что Нундей и Джонни моложе, чем Чуар.

Таким образом, в Аризоне, в Восточной Калифорнии и в смежной части Невады выше фундамента, сформированного более 1730-1750 млн. лет назад, выделяются 5 комплексов пород, обладающих характерными особенностями состава и распространения: 1) известные только в одном участке красноцветные обломочные толщи, ассоциирующиеся с кислыми вулканитами (формация Тексас-Галч) неясного возраста; 2) пользующиеся ограниченным распространением олигомиктовые обломочные толши нижнего рифея (серия Мазатцаль), налегающие на кору выветривания кристаллических пород; 3) карбонатно-терригенные толщи с подчиненными основными вулканитами, принадлежащие среднему рифею (в некоторых случаях доказано, что только нижней его части) и пользующиеся широким развитием в рассматриваемом и, видимо, в смежных районах (Bayley, Muchlberger, 1968); 4) известные в составе серии Чуар и формации Кингстон-Пик верхнерифейские преимущественно обломочные отложения; 5) тесно связанные с нижним кембрием терригенно-карбонатные толщи терминального рифея, присутствующие лишь в западных, наиболее удаленных от платформы разрезах.

Наличие аналогов всех четырех фитем рифея, в том числе палеонтологически доказанных отложений среднего, верхнего и терминального рифея, делает разрез южной части Скалистых гор уникальным для Северной Америки, так как ни в одном другом районе этого континента мы не знаем ни столь полного разреза рифея, ни последовательности строматолитовых ассоциаций, представляющих разновозрастные комплексы этих ископаемых.





I — песчаники; 2 — алеэролиты; 3 — аргиллиты, глинистые сланцы; 4 — углисто-глинистые сланцы; 5 — известково-глинистые сланцы; 6 — глинистые известняки; 7 — известняки; 8 — доломиты; 9 — песчанистые известняки и доломиты; 10 — доломитизированные известняки, 11— основные эффузивы; 12 — туфы; 13 — строматолиты; 14 — гематит в породах и псевдоморфозы по каменной соли; 15, 16 — линии сопоставления: 15 — серий, 16 — формаций; 17 — метаморфические породы фундамента

5500 Duvapd

80

онческие породы фундамента На врезке — схема расположения разрезов Разрезы района Кер-д' Аллен, Сьюпириор — по Харрисону, Кампбеллу (Harrison, Campbell, 1963), Мак-Гиллу и Соммерсу (McGill, Sommers, 1967); района Мизулы — по Смиту и Барнесу (Smith, Barnes, 1966); гор Литтл-Белт и Бигг-Белт, района Хелины — по Россу (Ross, 1963) и Мак Келви (McKelvey, 1968); Нац. парка Глейшер, хр. Фатхед — по Прайсу (Price, 1965); хребта Перселл — С. Райоч (Price, 1964), и Високу (Расса 1958) по Райсу (Rice, 1941) и Рисору (Reesor, 1958)



Рис. 48. Схема соотношений главных литостратиграфических комплексов протерозоя Северной Америки Условные обозначения см. на рис. 25 В центральной части Скалистых гор, между 45 и 51° с. ш., вскрыты классические разрезы миогеосинклинального верхнего докембрия Северной Америки — надсерии Белт (Перселл) и серии Виндермер. Последовательность этих двух комплексов пород можно наблюдать в пограничных районах США и Канады, тогда как южнее под средним кембрием сохраняется только Белт, а Виндермер выпадает из разреза.

Надсерия Белт представлена мощной (до 13 000 м) однообразной толщей песчано-глинистых и более редких карбонатных пород, которая расчленяется на четыре серии: пре-Равалли, Равалли, Пиган и Мизула. Эти отложения образуют пологие пликативные структуры, осложненные системой продольных надвигов и взбросов. Надвиги весьма обычны и в основании серии, поэтому ее стратиграфические контакты с более древними образованиями фундамента известны только в Центральной (горы Биг-Белт) и в Юго-Западной Монтане.

Выделяются три типа разрезов Белта (рис. 45, 46). Первый из них, характерный для восточной зоны его выходов, отличается сравнительно малыми мощностями и наличием двух карбонатных горизонтов, в изобилии содержащих строматолиты. Второй тип, развитый западнее, характеризуется большими мощностями, выклиниванием одного карбонатного горизонта и сокращением количества карбонатных пород (в особенности содержащих строматолиты) в другом, а третий тип, наблюдаемый в Юго-Западной Монтане, выделяется песчано-конгломератовым составом нижней части надсерии.

В крайних юго-восточных разрезах в горах Литтл-Белт (Ross, 1956, 1963) в основании надсерии несогласно на кристаллическом фундаменте залегают светлые кварцитовидные песчаники Найхарт (230 м), содержащие в верхней части прослои темных глинистых сланцев, которые выше по разрезу сливаются в единую толщу Чеймберлин (500 м). Последняя перекрывается формацией Ньюланд (180-700 м). Это темно-серые, глинистые, частично строматолитовые известняки с прослоями глинистых славцев. Выше, в более западных районах (горы Биг-Белт, район Хелина), следует значительная по мощности толща глинистых и алевролит-глинистых сланцев с прослоями песчаников, строматолитовых и микрофитолитовых доломитов, нижняя часть которой (формация Грейсон, до 1000 м) окрашена в серые тона и обогащена пиритом, средняя (формация Спокан, 500 м) имеет преимущественно красную окраску, заключает распыленный гематит и выделяется обилием мелководных текстур, а верхняя (формация Эмпайр, 200-330 м) обладает зелено-серой окраской. Границу формаций Грейсон и Спокан ныне рассматривают как рубеж серий пре-Равалли и Равалли (Smith, Barnes, 1966), хотя ранее этот рубеж помещали выше по разрезу (Ross, 1963; и др.).

На сланцы Эмпайр налегает серия Пиган, представленная здесь формацией Хелина. Это серые, частично строматолитовые доломиты и известняки, среди которых в крайних восточных разрезах появляются онколитовые разности, прослои плоскогалечных конгломератов и карбонатных песчаников (McKelvey, 1968; Smith, Barnes, 1966). Мощность формации возрастает с востока на запад от 80—180 до 1000—1500 *м*, что сопровождается постепенным сокращением в ней количества строматолитов.

Серия Мизула выделяется пестроцветной окраской слагающих ее пород и расчленяется на две толщи. Нижнюю слагают тонкослоистые алевролиты и глинистые сланцы, местами содержащие существенно доломитовую пачку в средней части (формация Марш и отвечающие ей Сноуслип, Шепард и Шилдс мощностью от 500—600 до 1000—1500 м), а верхняя представлена массивными кварцитовидными песчаниками (формация Боннер или Гринхорн видимой мощностью до 500 м). Эти песчаники играют роль маркирующего горизонта при увязке разрезов серии Мизула. Мощности всех перечисленных подразделений увеличиваются с востока на запад; большинство пород обогащено глауконитом и обладает всем набором мелководных текстур (Ross, 1963; McGill, Sommers, 1967).

Близкие по строению разрезы Белта (Перселла) вскрываются в национальном парке Глейшер (Монтана) и в смежных районах Британской Колумбии и Альберты (Ross, 1963; Smith, Barnes, 1966; Price, 1962, 1965; The Proterozoic in Canada, 1957). В видимом основании надсерии (см. рис. 45) здесь залегает толща серых и коричневатых доломитов и магнезиальных известняков с прослоями строматолитовых разностей и терригенных пород, более обычных на востоке, где мощность рассматриваемой толщи (формации Уотертон и Эльтин) невелика (300-450 м). Запалнее она возрастает до 400-600 м (парк Глейшер) и даже до 1200-1500 м (хр. Кларк), а затем вновь сокращается за счет замещения карбонатных пород глинистыми. Все эти отложения относятся к серии пре-Равалли. Их перекрывает аргиллит-алевролитовая толща с прослоями поломитов. которая в нижней части окрашена в серые (формация Аппекуни), а выше — в красные тона (Гриннел и Вернер-Пик). Мощность этой толщи, отвечающей формации Грейсон и серии Равалли более южных районов, возрастает с востока на запад от 700-800 до 2000-2700 м.

Маркирующая серия Пиган в парке Глейшер представлена формацией Сайе⁴. На востоке это серые, частично строматолитовые доломиты с прослоями серых и красных аргиллитов и алевролитов (300-600 м), а на западе — известковистые доломиты и известняки с прослоями темных аргиллитов (1300-1700 м). Серия Мизула (до 1500-1700 м) здесь построена в общем так же, как и в более южных районах, а выделяемые в ней там и здесь формации, хотя и описываются под разными наименованиями, обычно хорошо коррелируются между собой (McGill, Sommers, 1967). Исключение составляет развитая в пограничных районах США и Канады формация Перселл (30-150 м), представляющая собой пачку основных эффузивов с прослоями алевролитов и аргиллитов, которая вклинивается между формациями Сноуслиц и Шепард и местами срезает первую из них. Особенностью серии в Британской Колумбии является появление в ней (в особенности в формации Шепард) заметного количества карбонатных пород (Price, 1962, 1965; Smith, Barnes, 1966).

При корреляции рассмотренного типа разреза с более западным ключевым моментом является увязка единственного карбонатного горизонта ападного типа разрезов с тем или иным подобным горизонтом на востоке (Ньюланд и Хелина)². Наиболее четко этот вопрос решается в пограничных районах США и Канады, где лавы Перселл, развитые как на востоке, так и на западе, перекидывают мост между сравниваемыми типами разрезов и позволяют доказать, что карбонатсодержащие толщи западного типа (формация Вэллис и ее аналоги) отвечают серии Пиган (Shith, Barnes, 1966; Harrison, 1972; McKelvey, 1968).

Один из лучших разрезов западного типа (см. рис. 45) вскрывается вдоль границ Монтаны и Айдахо, в районе Мизулы и Кер-д'Аллена (Ross, 1956, 1963; Harrison, Campbell, 1963). В его видимом основании выделяется мощная (до 5500 м) толща темно-серых пиритизированных аргиллитов и алевролитов с прослоями песчаников, а у кровли — и известняков, количество которых возрастает к востоку. Эта толща, относимая к серии пре-Равалли, перекрывается серией Равалли (600—700 м в районе Мизулы и до 2300—2500 м западнее, в районе Кер-д'Аллен). Это — переслаивание серых, зеленых, а в верхней части и красных аргиллитов, алевролитов и подчиненных кварцитовидных песчаников. Последние более обычны в средней части серии (формация Реветт) и отделяют ее нижнюю,

¹ Первоначально объем серии Пиган понимался более широко (С. L. Fenton, М. А. Fenton, 1937), но впоследствии (Ross, 1963) он был сокращен, в результате чего это подразделение потеряло формальное право называться серией.

² Разбор этого вопроса см. статью Смита и Барнеса (Smith, Barnes, 1966).



Рис. 46. Схема соотношений фаций Лахуд с нормальными фациями надсерии Белт, по Мак-Маннису (McMannis, 1963) 1 — кембрий; 2 — карбонатно-сланцевые фации Белта; 3 — сланцево-песчаные толши; 4 — песчано-конгломератовые толщи: 5 — метаморфические породы фундамента

существенно аргиллит-алевролитовую часть (формация Бьюрк) от верхней (формация Сент-Реджис).

Серию Пиган в рассматриваемых районах представляет формация Уоллас (до 3000 м). Это сероцветные, в той или иной мере карбонатные алевролиты, песчаники и сланцы с прослоями и пачками доломитов, более обычных на востоке. Серия Мизула в нижней своей части построена в общем так же, как в районе Хелины, но отличается большими мощностями и отсутствием карбонатных пород. Выше маркирующего горизонта кварцитов (формация Боннер) в западных разрезах появляется значительная пестроцветная толща песчано-глинистого состава (формация Мак-Намара и Гарнет-Рейндж), содержащая в верхней части прослои углисто-глинистых сланцев. Завершает разрез Белта локально сохранившаяся пачка розовых кварцитов формации Пильчер и ее аналогов (см. рис. 45).

Подобные разрезы Белта вскрываются также в северных районах Айдахо и Вашингтона, где слагающие их породы заметно метаморфизованы в контактовых ореолах мезозойских гранитов, и в Британской Колумбии. Следует лишь отметить, что в Британской Колумбии (Rice, 1937, 1941; Little, 1951; Leech, 1952; The Proterozoic in Canada, 1957; Reesor, 1958) в основании рассматриваемых отложений появляется пачка кварцитовидных песчаников, выклинивающаяся к западу (формация Форт-Стилл, или Нижний Олдридж), в серии Пиган возрастает роль обломочных пород, а в серии Мизула — карбонатных. Эти последние либо образуют прослои среди пестроцветных терригенных образований (формация Дач-Крик), либо сливаются в более или менее единую толщу (формация Маунт-Нельсон, до 1000 м) и иногда заключают строматолиты.

Третий тип разрезов Белта, развитый в юго-западной Монтане, представляет серия Норс-Боулдер (Ross, 1963), или формация Лахуд (McMannis, 1963). Эта толща, валегающая на фундаменте, в нижней своей части сложена серыми валунными и среднегалечниковыми конгломератами с линзами песчаников, а в верхней — серо- и красноцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, линзовидно чередующимися между собой. По направлению к северу и северо-востоку грубообломочные породы постепенно вытесняются аргиллитами и алевролитами, среди которых затем появляются и известняки (см. рис. 46). Прослеживая такие фациальные изменения, Мак Маннис показал, что Лахуд является стратиграфическим эквивалентом нижней части Белта — от песчаников Найхарт до средней части сланцев Грейсон, с одной стороны, и формации Причард — с другой (McMannis, 1963).

В целом в надсерии Белт выделяются два крупных осадочных ритма (Smith, Barnes, 1966), каждый из которых начинается относительно глубоководными, темноцветными, в какой-то мере карбонатными отложениями с пиритом, а заканчивается крайне мелководными (трещины усыхания, косая слоистость и т. п.) пестроцветными бескарбонатными или слабокарбонатными толщами, содержащими гидроокислы железа. Первый ритм обнимает пре-Равалли и Равалли, второй — Пиган и Мизулу; они отвечают соответственно нижнему и верхнему Перселлу Канады.

Различные горизонты Белта с размывом перекрываются палеонтологически охарактеризованным средним кембрием — формацией Флатхед. Угловые несогласия между ними наблюдаются только в нескольких пунктах (Harrison, Campbell, 1963; Ross, 1956, 1963). Такие соотношения породили идею о том, что крупного перерыва между Белтом и средним кембрием не было и что серия Мизула даже может принадлежать нижнему кембрию. Укреплению этой точки зрения способствовали указания на находки в Белте остатков артропод и брахиопод и представления о корреляции Мизулы с низами серии Виндермер (Ross, 1956, 1963), в верхнюю часть которой помещались породы с нижнекембрийской фауной. Последующие работы, однако, показали, что белтские ископаемые либо не являются остатками Metazoa, либо собраны в блоках палеозойских пород (Ross, 1963; Cloud, 1968), а упомянутая корреляция базируется на ошибочном отождествлении лав Перселл (Белт) с эффузивами Айрин (Виндермер), занимающими гораздо более высокое положение в разрезе.

Важные данные для определения возраста Белта дают радиологические материалы. Наиболее известными из них являются определения возраста урановой минерализации, наложенной на формацию Сен-Реджис в округе Кер-л'Аллен. По отношению Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶ она была датирована 885. 1035 и 1190 млн. лет, что дало основание принять возраст месторождения в 1000-1100 млн. лет (Eckelman, Kulp, 1957). К-Аг определения слюд из вулканитов Перселл показали большой разброс значений, наиболее «древние» из которых 870 млн. лет. По роговым обманкам из гипабиссальных их разностей и по валовой пробе эффузивов тем же методом получены значения 1120-1155 млн. лет, в то время как две другие пробы амфиболов дали явно завышенные цифры (Hunt, 1960). Первые K-Ar и Rb-Sr датировки глауконита из верхних горизонтов Мизулы оказались равными 1140 и 1110 млн. лет (Guldbransden et al., 1963), а соответствующие датировки иллита из известняков Сайе — 775 и 780 млн. лет (Goldich et al., 1959). Близкий возраст был получен К-Аг методом по мусковиту из гранитов, прорывающих формацию Олдридж в Британской Колумбии – 738 и 780 млн. лет. по мусковиту из связанных с этими гранитами пегматитов и метаморфических пород — 707 и 825 млн. лет (Leech, 1962), а также по биотиту из силла, прорывающего верхнюю часть Мизулы в Юго-Западной Монтане — 780 млн. лет (Obradovich, Peterman, 1968).

Неожиданные результаты дали новые определения изотопного возраста белтских пород (Obradovich, Peterman, 1968). Для наиболее высоких горизонтов серии Мизула (формации Гарнет-Рейндж и Пилчер) в районе Сьюпириор изохронным Rb-Sr методом по глаукониту и валовым пробам аргиллитов был определен возраст 930 млн. лет. К-Аг и Rb-Sr датировки глауконита из более низких горизонтов надсерии, охватывающих основную по мощности часть серии Мизула, серию Пиган и верхнюю формацию серии Равалли (формации Эмпайр – Мак-Намара) к северо-западу от Хелины, не показали правильного распределения по разрезу и оказались колеблющимися около 1100 млн. лет (К-Аг по 9 определениям – 1086 – 1177 млн. лет, Rb-Sr по 11 определениям – 1050–1125 млн. лет), a Rb-Sr определения расположились на одной изохроне, отвечающей 1092± ±22 млн. лет. Более того, точки анализов глауконита и валовых проб пород также показали достаточно строгое линейное расположение вдоль изохроны 1097 млн. лет. В противоположность этому для серии образцов, собранных в горах Биг- и Литтл-Белт из формаций Найхарт, Чеймберлин, Ньюланд (серия пре-Равалли) и Грейсон (серия Равалли) изохронный Rb-Sr возраст оказался 1325±25 млн. лет.

Дж. Обрадович и З. Питерман рассматривают эти датировки как отражающие время седиментации и приходят к выводу, что толщи белтских пород от несчаников Найхарт до сланцев Грейсон, с одной стороны, и от формации Эмпайр до формации Мак-Намара — с другой, накопились в результате двух кратковременных эпизодов осадконакопления, которые происходили около 1325±25 и 1097±20 млн. лет назад и продолжительность которых была меньшей, чем разрешающая способность метода. Тем самым устанавливался очень значительный (более 200 млн. лет) перерыв внутри серии Равалли. Одним из доводов в пользу такой интерпретации радиогеохронологических данных для Дж. Обрадовича и З. Питермана служило то, что «допущение протяженной седиментации осадков Белта в течение периода времени около 400 млн. лет или более предполагало бы необычно пизкую среднюю скорость осадконакопления в 0.1 фута 38 100 лет, и это для наиболее мощной части серии Белт» (Obradovich, Peterтап, 1968, стр. 746). Однако подобная трактовка встречает серьезные возражения, так как никаких геологических доказательств перерывов внутри Равалли не установлено, а чрезвычайно низкая скорость осадконакоцления характеризует большинство толщ, формациопно сходных с Белтом. Учитывая то, что обсуждаемые датировки не дают правильного распределения по разрезу и для западных разрезов совпадают с датировками явноналоженной урановой минерализации района Кер-д'Аллен, представляется более правильным все их интерпретировать как отражающие возраст наложенных процессов и, следовательно, как определяющие только минимальный предел возраста надсерии.

Применение изохронной Rb-Sr методики к гранитоидам, прорывающим формацию Олдридж в Британской Колумбии, показало, что их возраст, ранее определявшийся K-Ar методом в 700-800 млн. лет (Leech, 1952), равен 1335 млн. лет; это оказывается близким к значениям модельного возраста сингенетичного свиндового оруденения в этой формации (1290и 1340 млн. лет) (Ryan, Blenkinsop, 1971). Еще более «древние» значения возраста — 1525±82 млн. лет – были получены в районе Элк-Сити (Айдахо) по цирконам из очковых гнейсов, которые прорывают метаморфические толщи, развитые к западу от батолита Айдахо (Reid et al., 1970). Р. Рид и его соавторы полагают, что эти метаморфические толщи коррелируются с формацией Уоллас надсерии Белт. Но никаких объективных данных для такой корреляции нет, тем более что область развития упомянутых очковых гнейсов почти со всех сторон окружена поясами развития слабо метаморфизованного Белта (Harrison, 1972). Поэтому вместе с Дж. Харрисоном можно думать, что кристаллические породы района Элк-Сити представляют собой добелтские образования. Если это так, то цифра . 1525±82 млн. лет определяет максимальный возрастной предел Белта.

Более строго максимальный возрастной предел Белта оценивается в 1700±100 млн. лет по следующим датировкам добелтского фундамента в Монтане: амфибол из амфиболитов -1775-1815 млн. лет (K-Ar), валовые пробы гнейсов — 1623 млн. лет (Rb-Sr), их слюды - 1585-1860 (K-Ar) и 1570-1690 (Rb-Sr) млн. лет, слюды из гранитов - соответственно 1460-1725 и 1550-1570 млн. лет (Giletti, Gast, 1961; Giletti, 1966; Goldich et al., 1966). Более древние пифры получены U-Th-Pb методом по цирконам из гнейсов района Литтл-Белт; применение графических методов их обработки говорит о том, что данные гнейсы сформировались более 2470 млн. лет назад и 1920±20 млн. лет назад испытали главную фазу повторного метаморфизма в связи с внедрением синтектонических гранитов (Catanzaro, 1967, 1968).

Приведенные данные, и в первую очередь изохронные Rb-Sr определения в горах Белт, позволяют думать, что нижняя часть надсерии Белт принадлежит среднему рифею, хотя при настоящем уровне знаний нельзя исключить присутствия в ней аналогов наиболее молодых горизонтов нижнего рифея. Верхний возрастной предел Белта определяет две группы пифр. С одной стороны, это унифицированные для различных объектов К-Аг датировки, близкие к 750-800 млн. лет, а с другой – U-Th-Pb определения наложенной урановой минерализации и изохронные Rb-Sr датировки формаций Эмпайр — Мак-Намара, близкие к 1100 млн. лет. Видимо, эта последняя цифра определяет минимальный возрастной предел основной по мощности части Белта. Вопрос о более молодом возрасте может в какой-томере ставиться только в отношении наиболее высоких горизонтов серии Мизула, для которых по породам была получена Rb-Sr изохрона, отвечающая возрасту примерно 930 млн. лет (Obradovich, Peterman, 1968). Однако значительная дисперсия точек относительно изохроны и высокое (0,730) отношение Sr⁸⁷ к Sr⁸⁶ в этих породах заставляет к этой цифре относиться с большой осторожностью. Исходя из всего сказанного, в данной работепринимается среднерифейский возраст надсерии Белт.

Особый интерес представляют строматолиты Белта, неоднократно описанные в литературе (Walcott, 1914; Fenton, Fenton, 1937, 1939; Fenton, 1943; Rezak, 1957; и др.). Однако прямо воспользоваться опубликованными материадами для сравнения белтских строматолитов с таковыми из рифея 162 СССР не представляется возможным, так как в старых описаниях не учтены диагностические признаки, важные в принятой ныне классификации. Я имел возможность изучить хранящиеся в Музее Геологической службы США в Вапингтоне типовые и рабочие коллекции Ч. Уолкотта и Р. Резака и благодаря содействию проф. П. Э. Клауда получить для изучения большинство белтских типовых экземпляров, описанных К. Л. и М. А. Фентонами. Просмотр этих материалов показал, что в серии Белт развиты преимущественно желваковые и пластовые строматолиты, хотя некоторые их представители (например, Collenia miltiflabella Rez.) ранее описывались в составе столбчатых. Подобные строматолиты повсеместно имеют весьма пепостоянную и в общем простую внешнюю форму, из-за чего в основу их детальной диагностики положены не морфологические признаки построек, как это принималось ранее, а микроструктура. Последняя у многих бывших в моем распоряжении строматолитов (в том числе и в типовых образцах) очень нечеткая и стоит на грани чисто седиментационных, абиогенных и строматолитовых, биогенных структур. В первую очередь это относится к типовым экземплярам Collenia multiflabella Rez.; Coll, willsii Fent. et Fent., Coll. albertensis Fent. et Fent. Более явными микроструктурами, позволяющими идентифицировать эти виды, обладают Collenia undosa Walc., Coll. symmetrica Fent. et Fent. n Coll. versiformis Fent. et Fent.

К столбчатым формам среди описанных белтских строматолитов относятся лишь три: Collenia frequens Walc., Conophyton inclinatum Rez., a также Collenia columnaris Fent. et Fent., материал по которой мною изучен не был. Первая из этих форм, согласно современной классификации, должна определяться как Collonnella frequens. Вид Conophyton inclinatum был выделен Р. Резаком на основании особенностей роста: конусы, образованные строматолитовыми слоями, считались ориентированными вершиной вниз. Это послужило основанием для исключения данного вида из состава формального рода Conophyton (Комар и др., 1965). Новые материалы показывают, что столбы рассматриваемых конофитонов в обнажениях ориентированы в общем параллельно плоскости напластования, что, вероятно, объясняется смещенным залеганием их биогермов, а микроструктура этих строматолитов отличается от микроструктуры Con. cylindricus Masl. лишь деталями, что вряд ли достаточно для обособления самостоятельного вида. Поэтому Con. inclinatum я считаю младшим синонимом Con.cylindricus (Cloud. Semikhatov, 1969). Collenia columnaris, по мнению М. Е. Раабен. изучавшей образцы этой формы в Британском музее, принадлежит группе Baicalia.

Таким образом, помимо эндемичных видов пластовых и желваковых строматолитов, ничего не дающих для определения возраста, в Белте (в серии Равалли) известны представители трех формальных родов столбчатых построек, сочетание которых характерно для среднего рифея. На основании изложенных радиогеохронологических и палеонтологических данных можно считать, что надсерия Белт в главной части отвечает нижним и средним горизонтам среднего рифея (не моложе 1100 млн. лет), а базальной своей частью, возможно, еще входит в состав нижнего рифея. Однако при современном уровне знаний отделить эту предположительно нижнерифейскую часть надсерии не удается, и поэтому условно я считаю, что весь Белт не древнее среднего рифся.

Описанный разрез верхнего докембрия в Британской Колумбии и в пограничных с нею районах Айдахо и Вашингтона пополняется серией Виндермер (Rice, 1937, 1941; Little, 1951; Leech, 1952; The Proterozoic in Canada, 1957). Она залегает трансгрессивно, с местными угловыми несогласиями, на верхних горизонтах серии Мизулы и в своем основании несет изменчивую по мощности (от 15–20 до 1800 м) толщу тиллоидов, выделяемую как формации Тоби, Шедруп и Нижняя Хеклберри (Aalto, 1971). Их слагают главным образом тиллоиды, состоящие из глинисто-песчанистого и песчано-глинистого матрикса, в котором неравномерно распределены различные по степени окатанности и по размеру (от долей сантиметра до 1,5—1,7 м) несортированные обломки кварцитов, доломитов, филлитов и очень редких иных пород, суммарно составляющие от 5 до 65% (в среднем 18%) объема тиллоида. Максимальный размер обломков убывает с северовостока на юго-запад и запад. Тиллоидам подчинены алевролиты, песчаники и мелкогалечниковые конгломераты с хорошо окатанной галькой, образующие крупные линзы, пласты и отдельные пачки, наиболее обычные в верхней части формации.

На тиллоидах Тоби в пограничных районах США и Канады залегают более или менее одновозрастные формации Айрин, Леола и Верхняя Хеклберри, которые сложены основными эффузивами, чередующимися с конгломератами и песчаниками. Мощность этих формаций может достигать 2000—2500 м, но севернее 49° с. ш. они выклиниваются.

На эффузивах Айрин, а там, где они выпадают из разреза, — на Тоби согласно с ними располагаются темно-серые и зеленоватые аргиллиты, алевролиты и песчаники с прослоями и невыраженными пачками известняков и конгломератов (формация Хорстиф-Крик и ее аналоги, до 2000—2500 м). Роль конгломератов и песчаников в составе этой толщи возрастает к востоку параллельно с некоторым сокращением ее мощности.

Тоби. Хорстиф-Крик и замещающие их пограничные горизонты эффузивы Айрин исчерпывают объем серии Виндермер в первоначальном его понимании (The Proterozoic in Canada, 1957, стр. 158). Стратиграфически выше — с местным несогласием, а обычно трансгрессивно — залегают песчано-сланцевые отложения формации Хэмилл и ее аналогов, в верхней части содержащие остатки оленеллид. Эти отложения, в канадской литературе включаемые в состав нижнего кембрия, в восточных разрезах переходят непосредственно на Перселл, а затем и сами срезаются средним кембрием. Тем самым возраст Виндермера определяется как докембрийский. Ранее уже говорилось, что ряд геологически разновозрастных объектов, предшествующих данной серии, показывает снивелированные значения К-Аг возраста, близкие к 750-800 млн. лет. Можно допускать, что именно этими цифрами определяется максимальный возрастной предел серии Виндермер и что, следовательно, последняя относится к терминальному рифею, хотя нельзя исключить и более древний, верхнерифейский, возраст базальной части серии.

СИНТЕЗ ДАННЫХ ПО ПРОТЕРОЗОЮ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Всем описанным выше протерозойским супракрустальным комплексам Северной Америки предшествовала эпоха складчатости, метаморфизма и гранитизации с возрастом около 2700±100 млн. лет. Наиболее ясные следы она оставила в провинциях Сьюпириор, Слейв и Восточная Нейн, в которых более молодые тектоно-магматические проявления не отмечаются совсем или известны в очень ограниченных масштабах, а также в фундаменте провинции Южная, охваченной интенсивными гудзонскими движениями, метаморфизмом и магматизмом около 1900 млн. лет назад. Помимо этого позднеархейские метаморфические образования и гранитоиды устанавливаются геологическими методами в фундаменте западной зоны Лабрадорского трога гудзонского возраста (Gastil et al., 1960; Dimroth, 1970). в пределах провинции Гренвилл, испытавшей интенсивный метаморфизм и ультрамстаморфизм около 1100—1200 млн. лет назад (см. ниже), и выделяются по геологическим и (или) радиогеохронологическим данным в западной части гудзонской провинции Черчилл. Здесь помимо полей гудзонских гранитоидов и поясов интенсивно дислодированных и метаморфизованных супракрустальных толщ афебия картируются полосы гранитогнейсов и неправильные по форме участки развития метавулканитов киватинского типа и полиметаморфических образований амфиболитовой фации, иногда сохраняющих реликтовые минеральные ассоциации гранулитовой фации [Baer, 1968 (1969); Davidson, 1969 (1970); Koster, Baadsgaard, 1970; Eade, 1970 (1971); Stockwell et al., 1970]. Отдельные K-Ar датировки мусковита и роговой обманки этих гранито-гнейсов и полиметаморфических комплексов и единичные имеющиеся сейчас U-Pb датировки их цирконов превосходят 2400 млн. лет, подтверждая геологические выводы о том, что мы имеем здесь дело с архейскими образованиями, слагающими фундамент провинции Черчилл (Stockwell et al., 1970, стр. 85). Реоморфизованные архейские образования устанавливаются и в пределах восточного рукава провинции Черчилл, к востоку от Лабрадорского трога (Dimroth, 1970). Тем самым с новой позиции подкрепляется вывод о том, что провинции Сьюпириор, Слейв и Восточная Нейн представляют собою лишь части обширной, некогда, возможно, единой области, охваченной кеноренской складчатостью около 2700±100 млн. лет назад (Stockwell, 1963, 1964a; Engel, 1963; Muehlberger et al., 1967; Goodwin, 1968).

За пределами Канадского щита на территории Северной Америки позднеархейские метаморфиты и гранитоиды геологическими и геохронологическими методами доказываются только в нескольких небольших участках — в горах Медисин-Боу и Уинд-Рисер в Вайоминге, в долине р. Миннесоты, в Центральной Калифорнии (Muehlberger et al., 1967; Hills et al., 1968; Himmelberg, 1969; Hanson, 1968), но применение графических методов обработки U-Th-Pb датировок позволяет в ряде случаев доказать их присутствие в областях интенсивной гранитизации и складчатости гудзонского возраста в пределах Мидконтинента (Catanzaro, 1968). Интерполируя изложенные данные, Муэльбергер и его соавторы пришли к выводу, что большая часть Северной Америки была охвачена позднеархейской складчатостью, приведшей к формированию континентальной коры. Хотя для столь широкой интерполяции, видимо, данных еще недостаточно И правильнее представляется более осторожная модель А. Гудвина (Goodwin, 1968), остается фактом, что эта складчатость и сопровождавший ее гранитный магматизм выходили далеко за пределы архейских структурных провинций Канадского щита.

Нижнепротерозойский структурный план Канадского щита принципиально отличался от архейского (Павловский, 1962, 1964; Тектонические карты..., 1967; Stockwell, 1964a, b; Goodwin, 1968) и демонстрировал различную судьбу разных участков областей позднеархейской кеноренской складчатости. Одни из них (провинции Сьюпириор, Восточная и Западная Нейн, Слейв) вошли в состав стабильных массивов и превратились в устойчивые области сноса или в арену накопления протоплатформенных серий, другие (провинция Южная, значительная часть провинции Черчилл) в той или иной мере были вовлечены в зоны геосинклинального прогибания и после отложения вулканогенно-терригенных, частично железорудных толщ претерпели складчатость и гранитизацию гудзонского возраста, а третьи (часть провинции Черчилл, прилежащая с запада к Гудзонову заливу) в течение большей части раннего протерозоя характеризовались условиями «стабильного шельфа» [Eade, 1970 (1971)] или «метастабильного кратона» (Bell, 1971), но в связи с гудзонскими событиями были охвачены складчатостью умеренной интенсивности и низкотемпературным метаморфизмом. Типичным представителем нижнепротерозойских отложений этих последних зон является серия Харуиц западного побережья Гудзонова залива [Davidson, 1969 (1970); Eade, 1970 (1971); Bell, 1971].

Типоморфной для нее является мощная толща мономиктовых кварцитов, которая подстилается тиллоидами. Ниже, отделяясь несогласием, следуют локально развитые кварцевые пиритизированные конгломераты с повышенной радиоактивностью [Bell, 1969 (1970)], а выше кварцитов располагаются сланцы, неповсеместно развитые основные эффузивы и значительная толща чередования сланцев, граувакк и доломитов. Изохронный Rb-Sr возраст синтектонических гудзонских гранитоидов, прорывающих серию Харуип. – 1880 млн. лет, их K-Ar возраст – 1750–1860 млн. лет.



Рис. 47. Схема строения надсерии Грейт-Слейв и ее аналогов в провинциях Слейв и Бэр, по Хоффману и др. (Hoffman et al., 1971)

1 — зрелые косослоистые кварциты и подчиненные конгломераты; 2 — чередование сланцев, песчаников и алевролитов; 3 — строматолитовые и оолитовые доломиты, известняки и глинистые известняки; 4 — чередование сланцев и исстроматолитовых известняков; 5 — сланцы, сланцы с карбонатными конкрециями и подчиненные алевролиты; 6 — граувакки и сланцы с градационной слоистостью; 7 — вулканогенные породы; 8 — карбонатные брекчии с глинистые матриксом; 9 — незрелые косослоистые красные литокластические песчаники

Рассматриваемые отложения Канадского щита объединяет не только сходство возрастного положения, но и ряд общих особенностей строения разреза (рис. 47, 48, см. оборот вклейки между стр. 156 и 157). Наибольшим сходством обладают нижнепротерозойские серии различных участков северо-западной части щита, которые обнаруживают большую близость в последовательности напластования пород и в общих тенденциях изменения фаций и мощностей (см. рис. 42). Дальнейшее развитие этих тенденций в провинции Бэр иллюстрирует серия Снэр (Hoffman et al., 1971), иредставленная интенсивно дислоцированными и в значительной своей части метаморфизованными осадочными (песчаники, сланцы, подчинендоломиты) и вулканогенными породами, слагающими отдельные ные гудзонских гранито-гнейсов (Stockwell et al.. 1970). среди пояса разностей — 1765 синтектонических K-Ar возраст слюд их из 1940 млн. лет, из метаморфических пород серии Снэр — 1785—1826 млн. лет.

Несколько иной тип отложений представляют собою Гурон и близкие к нему отложения афебия района оз. Шибугамо (Roscoe, 1969; Stockwell et al., 1970). Они отличаются почти исключительно терригенным составом, развитием тиллитов и тиллоидов, присутствием ураноносных конгломератов в основании и более «древним» минимальным возрастным пределом. Эти отличия объясняют стремление считать Гурон древнее прочих описанных нижнепротерозойских отложений Канадского щита. Против такого допущения говорят изотопные данные о возрасте формации Гоуганда и даек в нижней части надсерии Грейт-Слейв (соответственно 2288 и 2246 млн. лет), свидетельствующие о возрастном перекрытии последней и Гурона. Второй мост между Гуроном и нижнепротерозойскими толщами северо-западной части щита перекидывает то, что в основании серии Харуиц, по общей последовательности пород хорошо увязывающейся с надсерией Грейт-Слейв и серией Гоулберн, залегают типичные для Гурона тиллоиды, а ниже следуют конгломераты с повышенной радиоактивностью.

Третий тип нижнего протерозоя Канадского щита представляют железорудные толщи Анимики и очень близкие к ним серии Лабрадорского трога (Gastil et al., 1960; Dimroth, 1970), видимо, намечающие пояс развития геосинклинальных образований, обрамляющих стабильную область внутренних районов щита (Goodwin, 1968). К периферии этой области отложения афебия увеличиваются в мощности, а в ряде случаев (Гурон, Анимики, Грейт-Слейв, толщи Лабрадорского трога, видимо, Эпуорт) — и в стратиграфическом объеме за счет появления более древних отложений.

Сказанным не ограничивается общность в строении рассматриваемых отложений различных районов Каналского щита. Важной их общей особенностью является то, что в нижних их горизонтах господствуют моно- или олигомиктовые обломочные породы, тогда как в верхней части ведущая роль среди терригенных образований переходит к полимиктовым и литокластическим, в значительной своей части красноцветным разностям (формации Браун-Саунд, Старк, Точетви, Портейдж-Инлет на северо-западе, серия Пайнт-Ривер на юге щита и др.). Эти полимиктовые толщи в новейших канадских публикациях на северо-западе щита рассматриваются как орогенные образования, «так как они генетически связаны с поднятиями и эрозией в орогеническом поясе геосинклинали. Переход от доорогенных к орогенным осадкам маркируется сменой высокозрелых на высоконезрелые песчаники и сменой на 180° направления осадочного тренда» (Hoffman et al., 1971. стр. 208). Орогенные толщи возникли за счет сноса с поднятий. расположенных на периферии Канадского щита или вне его, тогда как подстилающие олигомиктовые серии связаны с источником сноса, занимавшим внутренние районы щита. Судя по палеогеографическим реконструкциям для отдельных участков Канады (Fraser, 1964; Tremblay, 1968; Hoffman, 1969; Dimroth, 1970; Casshyap, 1968, 1969; Young, 1968, 1970: Lindsey, 1969), этот источник сноса располагался в области западной части Гудзонова залива и большей северной части провинции Сьюпириор.

Развивая упомянутые выводы о формационной принадлежности полимиктовых обломочных толщ афебия Канадского щита, можно их рассматривать как нижние молассы (Семихатов, 1972), поскольку они предваряют главную фазу гудзонской складчатости, вслед за которой, как мы увидим ниже, происходило накопление верхних, частично вулканогенных, наземных моласс.

Гудзонская складчатость и гранитизация, последовавшие за накопленпем перечисленных выше серий, привели к замыканию раннепротерозой-

ских геосинклинальных систем Канадского щита и частично охватили стабильные массивы того времени. местами перекрытые фациально выдержанными осалками афебия. Яркий пример такой экспансии дает запалная часть провинции Черчилл, где серия Харуиц и ее аналоги дослоцированы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и иногда амфиболитовой фации и прорваны гранитами, а архейские образования либо претерпели повторный изофациальный метаморфизм, либо испытали реоморфизм и вторичную гранитизацию. Напомним, что краевой разлом гудзонил в районе Большого Невольничьего озера занимает секущее положение по отношению к структурно-фациальным зонам афебия (Hoffman, 1969). Пример такой же экспансии, но проявившейся в меньшем масштабе, мы видим в районе оз. Гурон, гле раздом Меррей, ограничивающий с юга провинцию Сьюпириор, отделяет нескладчатый и неметаморфизованный Гурон этой провинции от дислоцированного, прорванного гудзонскими гранитоидами и метаморфизованного Гурона Пенокенского трога.

Интенсивность повторных преобразований архейских пород была наибольшей в провинции Черчилл, и здесь эти породы сохраняются в виде самостоятельных геологических комплексов лишь местами. В провинции Южной и вдоль западной кромки Лабрадорского трога архейские образования хорошо выделяются геологическими методами; нижнепротерозойские отложения здесь изменены в условиях зеленослапцевой и лишь местами в условиях амфиболитовой фации, а иногда в них наблюдается пумпеллиит-пренитовая минеральная ассоциация.

Возрастные рамки гудзонской складчатости в недавних своих публикациях К. Стоквелл устанавливал в 1700—1900 млн. лет на основанни статистической обработки К-Аг датировок минералов «орогенического значения» (Stockwell, 1964a, b, 1968). В последней сводной работе по докембрию Канады К. Стоквелл и его соавторы (Stockwell et al., 1970) более осторожно подходят к давной проблеме и, намечая упомянутые рамки в 1660— 1865 млн. лет, считают, что для установления возраста складчатости большую роль имеет среднее значение К-Аг датировок (1800 млн. лет), чем их размах. Имеющиеся сще немногочисленные U-Th-Pb и изохронные Rb-Sr датировки пород провинции Черчилл [Eckelman, Kulp, 1957; Baer, 1968 (1969); Sinha, 1970; Rosholt et al., 1970; Burek, Peterman, 1970; Eade, 1970 (1971)] показывают, что стадия кульминации гудзонского метаморфизма и магматизма имеет возраст около 1820—1950 млн. лет, оказываясь таким образом одновременной с аналогичными событиями провинции Южная.

Отрезок геологической истории, отстоящий от нас на 1820-1700 млн. лет, среди супракрустальных комплексов Канадского щита представляют локально развитые серии Эт-Тен, Ноначо, нижняя часть серии Дубонт, формация Мартин, серия Камерун-Бей и Эхо-Бей, возможно, серия Уайтуотер района Садбери и конгломерато-песчаные толщи, с несогласием перекрывающие серию Харуиц на западном побережье Гудзонова залива [Eade, 1970 (1971)]. Все они отличаются преимущественно терригенным составом, высокой ролью грубообломочных пород, быстрой фациальной изменчивостью, приуроченностью к конседиментационно развивавшимся изометричным или линейным впадинам, обычно связанным с разломами, наличием подчиненных кислых и более редких основных вулканитов и континентальными условиями формирования. Характерно, что эти толщи, по геологическим и радиогеохронологическим данным, предшествуют поздним гранитам фундамента или синхроничны им и в типичном случае развиты только в области гудзонской складчатости (см. рис. 41). Лишь в районе Большого Невольничьего озера (серия Эт-Тен) они перешагнули границы данной области и расположились на протоплатформенном нижнепротерозойском основании, но обнаруживают несомненную генетическую связь с движениями по окраинному разлому гудзонид. Все сказанное позволило прийти к выводу (Stockwell et al., 1970; Fraser et al., 1971; Семихатов, 1972), что эти толщи представляют собою орогенное (точнее, позднеорогенное) образование, возникшее на заключительном этапе развития гудзонской складчатости.

Спорадическое развитие позднеорогенного комплекса в провинции Черчилл и Бэр и практически полное его отсутствие на остальной части Канадского щита показывают, что последний в это время проходил стадию общего поднятия. В некоторых зонах провинции Черчилл и в провинции Южная она сопровождалась внедрением поздних гранитов и пегматитов и, возможно, низкотемпературным метаморфизмом. Немногочисленные U-Th-Pb и изохронные Rb-Sr, а также в данном случае близко совпадающие с ними K-Ar датировки [Aldrich et al., 1965; Peterman, 1966; Eade, 1970 (1971); Wanless et al., 1966, 1967, 1968; Fraser et al., 1971; Robinson, Morton, 1972; и др.] показывают, что эти события происходили 1720—1820 млн. лет назад, а совпадение изохронных Rb-Sr и K-Ar цифр подчеркивает существование в это время быстрых подъемов значительных масс горных пород.

Аналогом гудзонской складчатости на территории к югу от Канадского щита является «орогения» Блэк-Хилл американских авторов. Широкий пояс гудзонид, не переработанных позднейшими движениями, продолжает к югу провинцию Черчилл и под покровом фанерозоя протягивается вдоль фронта Скалистых гор до Невады, Аризоны и Нью-Мексико, местами обнажаясь на поверхности (Muehlberger et al., 1967; King, 1969). Возраст «орогении» Блек-Хилл в американской литературе устанавливают в 1800 млн. лет путем статистической обработки радиогеохронологических данных (Goldich et al., 1966; Muehlberger et al., 1967), но рассмотрение конкретных цифр по Мидконтиненту и в особенности анализ материалов по Передовому хребту Скалистых гор, входящему в упомянутую полосу, нозволяют уточнить эту датировку.

В истории формирования метаморфического комплекса Передового хребта Колорадо устанавливаются два этапа складчатости и метаморфизма, позднейший из которых сопровождался внедрением синтектонических гранитов (Peterman et al., 1968). U-Th-Pb и изохронный Rb-Sr возраст этих гранитов соответственно 1730 и 1700 млн. лет, а изохронный Rb-Sr возраст прорывающих их пегматитов – 1760±80 млн. лет (Hedge et al., 1967; Peterman et al., 1968). Аналогичные граниты соседнего района Медисин-. Боу тем же методом датируются 1815 ± 30 и 1558 ± 160 млн. лет (Hills et al., 1968). Время проявления метаморфизма амфиболитовой фации в гнейсах Передового хребта изохронным Rb-Sr методом определяется в 1750± ±30 млн. лет. Геологические данные показывают, что этот метаморфизм был связан со вторым этапом складчатости (Peterman et al., 1968). Можно думать, что первый этап складчатости и метаморфизма гнейсов Передового хребта во времени совпадал с главным этапом гудзонского магматизма, метаморфизма и складчатости Канадского щита, происходившими 1850-1950 млн. лет назад. Данные о возрасте комплекса Мохави, о времени наложенных преобразований в серии Анимики и ультраметаморфизм гор Литтл-Белт подтверждают эту мысль.

В южных районах Скалистых гор, в Аризоне и Неваде, одновременно с рассмотренными событиями происходило формирование надсерии Явапаи (1775—1820 млн. лет и более) и становление прорывающих ее гранитоидов (1735—1775 млн. лет).

Устанавливаемая таким образом одновозрастность позднеорогенного комплекса Канадского щита и заключительных этапов гудзонских движений, магматизма и метаморфизма подчеркивает геологическую роль этого комплекса как завершающего звена раннепротерозойского (афебийского) этапа развития Северной Америки (Семихатов, 1972). Вслед за его накоплением гудзониды этого континента потеряли присущие им ранее индивидуальные особенности развития и совместно с археидами вошли в состав фундамента будущей Северо-Американской платформы. На значительной части ее территории в это время формировалась площадная кора выветривания. Помимо уже упоминавшихся районов ее развития она установлена в западной части Мидконтинента под кварцитами Су.

В отличие от полно и широко развитого нижнего протерозоя (афебия) верхний протерозой (рифей) Северной Америки, как мы видели, развит фрагментарно и знаменует новый структурный план континентального блока этого материка.

Нижнерифейские отложения, выделяемые в Америке только по радиогеохронологическим и общегеологическим данным, пользуются ограниченным распространением. Представляющие их формации Тилон, Атабаска, Карлсвелл, серии Мазатцаль, Хорнби-Бей и их аналоги залегают на разновозрастных образованиях от позднеорогенного комплекса гудзонид до архея, характеризуясь своим планом распределения фаций и мощностей, независимым от состава и возраста фундамента. Кроме перечисленных формаций к нижнему рифею в Северной Америке относятся кварциты Су (Sioux). Они представляют собою значительную (до 900 м) толшу розовых и красных кварцевых кварцитовидных песчаников, которая широко развита в пограничных районах Айовы, Южной Дакоты и Миннесоты (главным образом, под покровом фанерозоя) и, судя по геологическим данным, предшествует серии Кивино (Goldich et al., 1961, 1966; Grout et al., 1951; Bayley, Muehlberger, 1968). К-Аг возраст даек, прорывающих кварциты Су. — 1270 млн. лет, а в Айове эти кварпиты переслаиваются с кислыми лавами, имеющими Rb-Sr возраст 1558 млн. лет (Lidiak, 1971).

Для перечисленных серий характерны моно- и олигомиктовые кварцевые песчаники, а в северо-западных районах Канадского щита — и налегающие на них доломиты, обнаруживающие генетическую связь с корами выветривания. Эти отложения накапливались в обособленных плоских платформенных впадинах (рис. 49) в континентальных и мелководных морских условиях. Общую же палеогеографическую обстановку раннего рифея на Северо-Американской платформе определяло обширное поднятие, занимавшее большую часть последней.

Существенно иная обстановка установилась в конце раннего рифея по восточному и юго-восточному обрамлению упомянутого поднятия (см. рис. 49). Здесь в широкой полосе, протянувшейся более чем на 1700 км ·с юго-запада на северо-восток — от пограничных районов Техаса и Нью-Мексико к границам Огайо и Индианы и, вероятно, далее в Онтарио, буровыми скважинами и в естественных выходах Озаркского поднятия Сант-Франконских гор вскрывается почти не дислоцированный вулкано-плутонический комплекс. В его составе господствуют эффузивы, туфы и игнимбриты липаритового, дацитового и реже андезитового состава (до 1000-1100 м), комагматичные гипабиссальные интрузии и более редкие песчаники и сланцы (Lidiak et al., 1966; Muehlberger et al., 1966, 1967; Bayley, Muehlberger, 1968; Anderson et al., 1969). В составе комплекса в Сант-Франконских горах устанавливаются два вулканических цикла. Изохронный Rb-Sr возраст лав нижнего из них – 1400–1415 млн. лет. верхнего – 1319 млн. лет (Anderson et al., 1969); граниты нижнего цикла имеют U-Th-Pb возраст по циркону 1425 млн. лет. Rb-Sr датировки минералов и валовых проб эффузивов обоих циклов – 1335–1410 млн. лет. их гранитов — 1265—1305 млн. лет (Muehlberger et al., 1966). В Оклахоме изохронный Rb-Sr возраст валовых проб риолитов и связанных с ними микрогранитов — 1322 млн. лет (Denison et al., 1969).

Радиологический возраст вскрываемого скважинами гудзонского фундамента в этих районах сильно омоложен, и только на востоке Нью-Мексико появляются цифры, превосходящие 1750 млн. лет. Здесь хорошо выделяются также геологически более молодые граниты с K-Ar и Rb-Sr возрастом отдельных минералов около 1375–1430 млн. лет и кислые вулканиты Пенхендл, очень похожие на вскрытые в Сант-Франконских горах. Возраст этих вулканитов, определенный Rb-Sr методом по полевому шпату и валовым пробам, равен 1170–1250 млн. лет. Опираясь на эти цифры, В. Муель-



Рис. 49. Палеогеографическая схема Северной Америки в раннем рифее Условные обозначения см. на рис. 31

бергер и его соавторы считают, что вулканиты Пенхендл моложе, чем отвечающие им по составу образования более северо-восточных районов. В этой связи нужно отметить, что частные Rb-Sr датировки минералов и валовых проб эффузивов, и в особенности гранитов Сант-Франконских гор, показали заниженные значения. Поэтому не исключено, что приведенные значения возраста серии Пенхендл также являются несколько омоложенными и что весь вулкано-плутонический пояс юго-восточной и южной периферии Мидконтинента сложен в общем синхроничными образованиями. Их возраст надежно устанавливается в Сант-Франконских горах в 1320— 1425 млн. лет. Видимо, северное продолжение этого пояса намечают кислые метаэффузивы юго-восточной части провинции Гренвилл, имеющие U-Th-Pb возраст цирконов 1310 млн. лет (Silver, Lumbers, 1966).

Одновременно с формированием вулкано-плутонической ассоциации рассмотренного пояса за его пределами, в южной и центральной частях Скалистых гор, в смежной части Мидконтинента и в южной части Канадского щита, происходило внедрение анорогенных гранитов (Van Schmus, 1965; Aldrich et al., 1965; Lidiak et al., 1966; Goldich et al., 1966; Muehlberger et al., 1966, 1967; и др.). В геохронологически наиболее хорошо изученном центральном секторе Скалистых гор K-Ar, Rb-Sr и U-Th-Pb определениями время внедрения этих гранитов устанавливается в 1430— 1390 млн. лет назад (Pearson et al., 1966; Peterman et al., 1968; Hills et al., 1968). Показательно, что K-Ar и Rb-Sr датировки слюд в данном случае хорошо совпадают с цифрами, полученными другими методами, тогда как слюды более древних объектов, за редкими исключениями, имеют Rb-Sr и K-Ar возраст, близкий к 1400 млн. лет (Aldrich et al., 1957, 1965; Giletti, Damon, 1961).

Все это на новом материале подтверждает широкое распространение в южной части Северо-Американской платформы магматических проявлений с возрастом около 1350—1400 млн. лет, которые сопровождались региональными процессами омоложения K-Ar и Rb-Sr систем слюд (Wetherill, Bickford, 1965).

К-Аг датировки, близкие к 1350—1450 млн. лет, появляются среди поля более древних цифр и на северо-востоке Канадского щита, в провинции Западная Нейн, где характеризуют метаморфические породы фундамента. Эти цифры послужили основой для выделения так называемой эльсонской «орогении» с возрастом 1340—1520 млн. лет (Stockwell, 1964а). Новые изотопные данные заставили ограничить область развития этой «орогении» лишь западной частью названной провинции (Stockwell, 1968), так как в Восточной Нейне были установлены кеноренские, а в последнее время (Grasty et al., 1969) и гудзонские образования.

Провинция Западная Нейн, являющаяся тектонотипом эльсонской складчатости, представляет собою, согласно Ф. Кингу (King, 1969, стр. 35), область развития гнейсов и гранитоидов, «очевидно не отличающуюся от прилежащего Гудзонского складчатого пояса ничем, кроме присутствия тел анортозитов и габбро, подобных развитым в Гренвилльском поясе». По словам Ф. Кинга, в провинции Западная Нейн нет никаких «ясных геологических доказательств орогении», если не считать габбро и анортозитов. Анортозиты же, как показал Е. В. Павловский (1967), представляют собою анорогенные образования.

В свете всего сказанного нельзя не согласиться с тем, что вопрос о сушествовании эльсонской складчатости на Канадском щите требует пересмотра (Burwash, 1969; King, 1969). Так называемые эльсониды восточной части Канадского щита я рассматриваю не как область развития самостоятельной складчатости, а как зону наложения повторного метаморфизма, внедрения анорогенных интрузий и омоложения Rb-Sr и К-Аг систем отдельных минералов. Именно таково, как мы видели, было содержание рассматриваемой эпохи на большей части Мидконтинента и в центральном секторе Скалистых гор. Собственно складкообразовательные движения рассматриваемого возраста фиксируются только в южной части Скалистых гор, где с ними была связана деформация платформенных осадков серии Мазатцаль (так называемая мазатцальская складчатость, Wilson, 1939). Эти движения, как мы видели, сопровождались кислым интрузивным магматизмом с возрастом 1350—1420 млн. лет, широко распространенным в южной и юго-восточной частях Мидконтинента.

Таким образом, главным содержанием эльсонской эпохи, приуроченной примерно к рубежу раннего и среднего рифея, в рассмотренных районах была не складчатость в собственном смысле этого слова, а анорогенный кислый как эффузивный, так и более широко распространенный интрузивный магматизм и повторные термальные воздействия на нижнепротерозойские и архейские образования.

В качестве типичного района проявления тектоно-магматического цикла с возрастом около 1400 млн. лет в нашей литературе иногда указывается район Большого Медвежьего озера. Новые геологические и геохронологические данные (Stockwell, 1964a, b, 1968; Stockwell et al., 1970; Robinson, Morton, 1972; и др.) показывают, что окрестности названного озера входят в состав провинции Бэр, в пределах которой завершающая складчатость, сопровождавшие ее магматизм и метаморфизм относятся к концу гудзонской эпохи (1770–1820 млн. лет назад). Цифры изотопного возраста, близкие к 1400 млн. лет, получены здесь U-Th-Pb методом: по наложенной урановой минерализации. Модельный свинцовый возраст той же минерализации 1625 млн. лет (Robinson, Morton, 1972).

Средний рифей в Северной Америке выделяется как по изотопным данным, так и по наличию специфичного комплекса строматолитов, включающего Baicalia, Tungussia, Jacutophyton, Conophyton cylindricus, Con. garganicus и другие формы (Cloud, Semikhatov, 1969; Hofmann, 1969a; Howell, 1971). В этих же отложениях в составе общирной ассоциации водорослей присутствуют первые безусловные эокариотные формы (Cloud et al., 1969).

Среднерифейский структурный план описываемой части Северной Америки существенно отличался от раннерифейского. В области Скалистых гор его определял возникший субмеридиональный миогеосинклинальный прогиб (в Аризоне и Неваде обрамленный с востока платформенными впадинами), а в области Мидконтинента и Канадского щита — новообразованные троги, выполнявшиеся осадочно-вулканогенными толщами Кивино и Коппермайн-Ривер.

Прогиб Кивино от обнаженных районов, по буровым и геофизическим данным, протягивается далеко на юг, обрисовывая гигантскую дугу (рис. 50), одно окончание которой распознается в Центральном Канзасе, а другое — в Центральном Мичигане (Goldich et al., 1966; Bayley, Muehlberger, 1968). Этот прогиб, согласно В. Хэмблину (Hamblin, 1961, 1965), заложился в теле фундамента платформы вдоль крупного разлома и по своим контурам лишь немногим превосходил современную область распространения серии Кивино. Обломочный материал в него поступал главным образом с южного и в меньшей степени с северного и восточного бортов, представлявших собою возвышенности, тогда как лавы среднего Кивино имели центры излияния в приосевой зоне структуры. В северо-западной части щита вулканогенные толщи серии Коппермайн-Ривер обрисовывают субширотный прогиб, косо ориентированный по отношению к раннерифейским впадинам.

Большая же часть Канадского щита и Мидконтинента в среднем рифее представляла собою область поднятий. В ее пределах описываются мощные зоны катаклаза, одновозрастные трогу Кивино, с которыми местами было связано радиологическое омоложение пород и внедрение основных даек (Muehlberger et al., 1967).

• Миогеосинклинальный прогиб Белта (Перселла), видимо, не распространялся далеко к востоку от области современного развития данных отложений (см. рис. 50). За это говорят изменения мощностей Белта и появление в крайних его восточных выходах краевых фаций. Западное ограничение бассейна ныне достоверно неизвестно, так как только для отдельных подразделений установлено некоторое сокращение мощностей и появление относительно мелководных фаций в западных выходах, в районе Кер-д'Аллен и северо-восточном Айдахо (McKelvey, 1968; Harrison, 1972).

Приплатформенная зона рассматриваемого прогиба в Южной Монтане ограничивалась активно развивавшимся поднятием, с которым было связано формирование грубообломочных толщ формации Ла-Худ. Более внутренние зоны этого прогиба, видимо, протягивались южнее области современных выходов Белта, в Юту, Восточную Неваду и Южный Айдахо, где наблюдаются отдельные выходы верхнедокембрийских отложений, в той или иной мере корретируемых с описанными на предыдущих страницах среднерифейскими толщами (Ross, 1963; Condie, 1966; Crittenden et al., 1971). Южное продолжение интересующего нас прогиба устанавливается по области развития серии Парумп, тогда как область выходов Апачи, Анкар и их аналогов, лежащая по другую сторону крупного разлома фундамента, отвечает зоне развития более приближенных к берегу платформенных отложений.

Важные события произошли в истории Северной Америки около 1100—1050 млн. лет назад. К этому времени относятся окончание магматической активности в трогах Кивино и Коппермайн-Ривер, общее поднятие



Рис. 50. Палеогеографическая схема Северной Америки в начале среднего рифея . Условные обозначения см. на рис. 31

западной части континента, с которым было связано прекращение осадконакопления на большей части или во всем прогибе Скалистых гор США и Британской Колумбии¹, и завершение развития провинции Гренвилл.

Провинция Гренвилл представляет собою протяженный пояс распространения полиметаморфического комплекса орто- и парагнейсов, подчиненных кристаллических сланцев, амфиболитов и мраморов, а также анортозитов и гранитоидов, который отделяется от смежных с запада провинций узкой зоной резкого увеличения метаморфизма пород и (или) разломами (фронт Гренвилл). От обнаженных районов Канадского щита этот пояс протягивается далеко на юго-юго-запад вплоть до центрального Теннеси (Bayley, Muehlberger, 1968; King, 1969). К-Аг датировки слюд этих пород на Канадском щите обычно не выходят за пределы 805–1140 млн. лет при статистическом максимуме 920–1055 млн. лет, в соответствии с которым в канадской литературе и принимается возраст гренвильской складчатости (Stockwell, 1963, 1964а, 1968). Применение более совершенных методов определения изотопного возраста позволило раскрыть и предшествующую историю пояса Гренвилл и подтвердить геологическое представление о при сутствии в нем более древних образований.

¹ Существование непрерывного разреза среднего и верхнего рифея в прогибе Скалистых гор можно предполагать только в центральной части Юты и в горах Маккензи.

U-Th-Pb определения возраста гренвилльских гранитов и пегматитов, суммированные А. И. Тугариновым и Г. В. Войткевичем (1966, 1970). в большинстве своем лежат в интервале 1000-1090 млн. лет, что в своє время послужило основой для датирования гренвилльского магматизма гор Апирондак в 1050±20 млн. лет (Engel, Engel, 1953). Графическая обработка дискордантных U-Pb датировок в южной части провинции привела к установлению двух генераций гранитов с возрастом 1250±25 и 1125± ±25 млн. лет. а также генерации недеформированных жил и пегматитое с возрастом 1050 ± 20 млн. лет (Silver, Lumbers, 1966). В северной части провинции Гренвилл, граничащей с гудзонскими образованиями провинпии Черчилл. изохронные Rb-Sr определения показали присутствие гранитоилов с возрастом 1725 и 1500 млн. лет и этапа регионального метамор физма, одновременного с более молодыми из этих гранитоидов (Krogh, Davis, 1969). Валовые пробы развитых здесь пегматитов имеют Rb-Sr датировки 1880 млн. лет. а их цирконы датированы U-Th-Pb методом 1600-1700 млн. лет (Krogh, Davis, 1970).

Следовательно, в северной части пояса Гренвилл развиты породы древнее 1700—1900 млн. лет, что хорошо согласуется с геологическими выводами о присутствии здесь повторно метаморфизованных гудзонских и кеноренских образований (Stockwell et al., 1970). Относительно широко развитые здесь анортозиты считаются аналогичными анортозитам провинции Западная Нейн, где их K-Ar возраст близок к 1400 млн. лет.

Несколько иные результаты дает изучение юго-восточной части провивции — области классического развития серии Гренвилл, представляющей собой складчатый комплекс гнейсов, амфиболитов, кварцитов и подчиненных мраморов, чарнокитов и гранулитов. Сходство первичного состава этого комплекса с нижним протерозоем (афебием) провинций Сьюпириор и Черчилл и прослеживание мраморов и кварцитов, включавшихся в состав серии Гренвилл, породило вывод об одновозрастности этих образований (Stockwell, 1964a; King, 1969). В отношении метаморфических пород, развитых вдоль фронта Гренвилл, корреляция с Гуроном и Киватином подтверждается новейшими исследованиями [Frarey, Cannon, 1968 (1969)], но в отношении собственно серии Гренвилл такое сопоставление вызывает возражение; на геологической карте Канады издания 1967 г. она отнесена к палеохеликию (нижнему рифею) и отделена от архейских пород смежных районов. Это подтверждается как низким отношением Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ в ее породах, говорящим об «очень короткой догренвилльской истории» последних (Krogh, Hurley, 1968), так и U-Th-Pb датировками циркона кислых метавулканитов района Оттавы, которые равны 1310 млн. лет (Silver, Lumbers, 1966). Нужно, однако, отметить, что эти породы входят в состав так называемой серии Гастингс — комплекса основных и кислых метавулканитов, амфиболитов, кварцитов и мраморов, который метаморфизован слабее, чем типичная серия Гренвилл, и не всегда включается в нее (MacIntyre et al., 1967; Stockwell et al., 1970).

Изохронные Rb-Sr определения показали, что основные породы, внедрившиеся в гренвилльскую серию до ее складчатости, имеют возраст 1285 млн. лет, время интенсивного метаморфизма и становления синорогенных гранитоидов — соответственно 1103 и 1096 млн. лет, а посттектонических гранитов и пегматитов — 1016 млн. лет (Krogh, Hurley, 1968). Цирконы из различных частей анортозитового массива Адирондакских гор имеют U-Th-Pb возраст 1020—1100 млн. лет, из вмещающих их гнейсов гранулитовой фации — 1130 млн. лет (Silver, 1969).

Синтез имеющихся данных показывает, что в сложении провинции Гренвилл доминируют архейские (кеноренские) и нижнепротерозойские (гудзонские) полиметаморфические образования, первые из которых не имеют догренвилльских изотопных датировок, а вторые по окраинам пояса сохраняют изохронный Rb-Sr возраст 1600—1900 млн. лет. Более молодымя являются метавулканиты и связанные с ними породы района Оттавы с возрастом около 1310 млн. лет и ранние граниты и доскладчатые базиты, датированные 1250—1280 млн. лет. Главный этап метаморфизма и внедрения синтектонических гранитов, образующих небольшие массивы, надежно датируется 1100—1130 млн. лет по совпадающим изохронным Rb-Sr и U-Pb определениям, а возраст посттектонических гранитов—1020— 1050 млн. лет. Статистический максимум К-Ar датировок слюд (920— 1055 млн. лет), видимо, отражает не поздний этап метаморфизма, как это иногда принимается (Grant, 1964), а момент «включения» радиоактивных часов в результате подъема пород выше критической геоизотермы (MacIntyre et al., 1967). Таким образом, гренвилльский магматизм и метаморфизм во времени совпадал с магматизмом Кивино более западных районов. Граниты с возрастом 1020—1100 млн. лет проникают в центральные и южные районы Мидконтинента и в некоторые участки Скалистых гор в пределах Колорадо, Невады и Аризоны (Goldich et al., 1961; Lidiak et al., 1966; Muehlberger et al., 1966; Peterman, Hedge, 1968).

Важной особенностью Гренвилльского пояса является то, что рассматриваемые события в нем не предварялись накоплением геосинклинальных серий и не явились завершением какого-либо одного цикла развития, а наложились на резко разновозрастные и в своем большинстве значительно оторванные от них во времени покровные и гранитизированные складчатые комплексы, вызвав в них повторные динамо-термальные преобразования. Структура провинции Гренвилл, как недавно подчеркнул Е. В. Павловский (1967, стр. 77), «... сложна, многообразна и непохожа на обычную линейную складчатость, развивавшуюся в настоящих геосинклинальных прогибах. Линейные складки северо-восточного простирания особенно ясно выражены на юго-западе субпровинции Гренвилл «А» (окрестности г. Оттавы. – М. С.). В других участках гренвилльского «орогена»... линейные складчатые структуры не выражены, наблюдаются спокойные, открытые формы (структуры квазиплато) или господство округлых форм куполов и чаш, тесным образом связанных с гранитными диапир-плутонами».

Из сказанного следует, что геологическое содержание гренвилльского этапа в поясе Гренвилл не соответствует тому, которое вкладывается в понятие «эпоха складчатости». Видимо, здесь мы встречаемся с явлениями особого рода, к которым мы вернемся в третьем разделе работы.

Итак, среднерифейская история Северной Америки отличалась большой сложностью. Ее главным содержанием было частичное дробление гранитогнейсового фундамента и, видимо, связанные с ним образования миогеосинклинали Скалистых гор и авлакогенов, широкое развитие основного и кислого магматизма, а в поясе Гренвилл — и высокотемпературного метаморфизма. Трансгрессия на платформы, типичная для среднего рифея Евразии, в Америке нашла очень слабое выражение.

Вслед за гренвилльскими событиями в конце среднего рифея по существу вся рассматриваемая территория испытала общие поднятия. Тенденция к воздыманию сохранилась у Северной Америки и в позднем рифее (рис. 51). В пределах рассматриваемой ее части верхнерифейские отложения в морских фациях доказаны лишь в составе серии Чуар надсерии Гренд-Кэньон, предполагаются в Юте и Восточной Калифорнии и выделяются в континентальных фациях верхних горизонтов Кивино и Коппермайн-Ривер. Последние радиогеохронологические данные говорят об их присутствии в основании вулканогенно-осадочных серий, подстилающих кембрий в Аппалачах (Rodgers, 1967; Blondeau, Lowe, 1972).

Примерно в середине позднего рифея, около 750-800 млн. лет назад, в центральном секторе Скалистых гор произошли события, описываемые в современной канадской и американской литературе как восточнокутенийская орогения. С нею были связаны деформации белтских отложений, наиболее интенсивные в шовных зонах, а также унификация K-Ar и Rb-Sr датировок минералов разновозрастных объектов. Эти события предшество-


Рис. 51. Палеогеографическая схема Северной Америки в позднем рифее Условные обозначения см. на рис. 31

вали накоплению осадков серии Виндермер и ее аналогов в более северных районах Скалистых гор.

Терминальный рифей в Северной Америке выделяется по стратиграфическому положению толщ под кембрием, наличию в них тиллоидов, а местами характерных строматолитов Linella aff. ukka, Boxonia cf. gracilis, Paniscollenia sp. (Cloud, Semikhatov, 1969). Принадлежащие к этому подразделению толщи отражают возобновление прогибания в миогеосинклинали Скалистых гор и некоторую трансгрессию, охватившую лишь периферические зоны материка (рис. 52). На западе эта трансгрессия оставила после себя отложения Виндермера Британской Колумбии и прилежащих районов США, формации Джонни и Нундей Восточной Калифорнии, а также терригенные морские отложения верхних горизонтов докембрия Юты и Восточной Невады (Condie, 1966; Crittenden et al., 1971) и сопоставляемые с ними (Wallace, Crittenden, 1969) песчано-гравелитовые, видимо дельтовые отложения гор Уинта в пограничных районах Юты, Колорадо и Вайоминга. Характерно, что наибольшие мощности терминального рифея и согласные его соотношения с кембрием на всем протяжении Скалистых гор — от Британской Колумбии до Калифорнии — набюдаются к западу от системы крупных разломов, в которую входят разлом трога Скалистых гор и подставляющие его к югу дизъюнктивы.

Снос обломочного материала в обособившийся таким образом прогиб,



Рис. 52. Палеогеографическая схема Северной Америки в терминальном рифее Условные обозначения см. на рис. 31

как и в белтское время, происходил с востока, с платформы. Появление в составе Виндермера и его аналогов в более южных районах грубообломочных отложений фиксирует интенсификацию восходящих движений в области сноса и (если принимать весьма вероятный ледниковый генезис тиллоидов Скалистых гор) покровное оледенение западной части Канадского щита и смежной зоны Мидконтинента. Недавно описанные тиллиты Маунт-Роджерс Голубых гор в Аппалачах (Rankin, 1968; Blondeau, Lowe, 1972), имеющие возраст около 820 млн. лет, и верхние горизонты докембрия этого региона (Rodgers, 1967) фиксируют подобные события на востоке материка.

Нижнекембрийские отложения, как известно, развиты только по периферии Северной Америки. В большинстве удаленных от платформы разрезов они залегают на терминальном рифее согласно и граница между ними проводится в достаточной мере условно. В более приближенных к платформе разрезах Скалистых гор под нижнекембрийскими отложениями, как уже говорилось, развивается несогласие и они трансгрессивно переходят на более древние отложения, а затем сами выпадают из разреза. В отличие от этого на крайнем востоке Северной Америки, в юго-восточной части о-ва Ньюфаундленд и в отдельных пунктах Новой Шотландии, между нижними горизонтами нижнего кембрия и подстилающей их вулканогенной толщей наблюдается угловое несогласие, сопровождаемое грэнитами с изохронным Rb-Sr возрастом 608 млн. лет (Rodgers, 1967; King, 1969). На основании этих несогласий в узкой зоне, протянувшейся вдоль атлантического побережья, была установлена докембрийская складчатость, получившая название авалонской.

Вне пояса развития нижнего кембрия в более внутренних районах континента среднекембрийские или более молодые отложения трансгрессивно перекрывают верхний докембрий и выходят на фундамент, отражая последовательные стадии развития раннепалеозойской трансгрессии.

Итак, среди относительно слабо метаморфизованных протерозойских отложений Северной Америки выделяется ряд естественных возрастных комплексов, разнящихся своим составом, областью распространения и отвечающих различным этапам развития региона (см. рис. 48). Древнейший из них объединяет терригенно-карбонатные и терригенные отложения Гурона, Грейт-Слейв и их аналогов, накапливавшихся в пределах стабильных массивов (протоплатформ, по Е. В. Павловскому), и железорудные вулканогенно-терригенные серии Анимики и их аналоги, выполнявшие геосинклинальные прогибы. Значительные мощности этих толщ и пока еще единичные их внутренние датировки позволяют думать, что они достаточно полно представляют весь отрезок времени от 2600±100 до 1900±50 млн. лет, определяемый возрастом подстилающих и прорывающих гранитов.

Второй комплекс представляет собой позднеорогенную серию гудзонид. Он по существу не выходит за пределы последних, имеет ограниченное распространение и объединяет существенно обломочные толщи с подчиненными основными эффузивами, формировавшиеся в линейных приразломных прогибах, и терригенно-вулканогенные серии с эффузивами кислого состава, выполняющие пологие впадины. Как те, так и другие накапливались около 1750—1850 млн. лет назад одновременно с заключительными этапами метаморфизма, гранитного магматизма и складчатости в других зонах гудзонских геосинклинальных систем.

Среди рифейских образований, слагающих чехол Северо-Американской платформы и выполняющих смежные миогеосинклинали, выделяются четыре комплекса, в общем соответствующие четырем фитемам рифея. При этом лишь средний и отчасти нижний рифей пользуются здесь значительным территориальным распространением, но даже они с этой точки зрения не сравнимы с одновозрастными комплексами Северной Евразии. Это обстоятельство в сочетании с очень слабым развитием трансгрессии терминального рифея в Северной Америке подчеркивает общее высокое стояние последней в позднем докембрии.

Первостепенное значение рубежа, разделяющего архей и протерозой Северной Америки, обосновано в ряде работ канадских геологов, отстаивающих главное двучленное деление докембрия (The Proterozoic in Canada, 1957; Wilson, 1958; Stockwell, 1961, 1964a, b; Stockwell et al., 1970), н в публикациях других авторов (Павловский, 1962, 1964; Семихатов, 1964; Салоп, 1970; и др.). Оно определяется различиями не только плана, но и стиля тектоники архея и нижнего протерозоя, известной полярностью их формационного состава, интенсивной и в таком масштабе впервые проявившейся гранитизацией в конце архея и примерами частичного дробления и переработки архейского фундамента при заложении раннепротерозойских структур.

Основной историко-геологический рубеж в протерозое Северной Евразии имеет то же выражение, что и в Евразии: он отделяет заключительные стадии гудзонской складчатости, местами сопровождавшиеся формированием позднеорогенного комплекса, от этапа развития платформенного чехла и миогеосинклиналей рифея. Возраст этого рубежа, как мы видели, оценивается в 1700±50 млн. лет.

Предлагаемое таким образом общее двучленное деление американского протерозоя не согласуется с принятым в Канаде расчленением его на



Рис. 52. Палеогеографическая схема Северной Америки в терминальном рифее Условные обозначения см. на рис. 31

как и в белтское время, происходил с востока, с платформы. Появление в составе Виндермера и его аналогов в более южных районах грубообломочных отложений фиксирует интенсификацию восходящих движений в области сноса и (если принимать весьма вероятный ледниковый генезис тиллоидов Скалистых гор) покровное оледенение западной части Канадского щита и смежной зоны Мидконтинента. Недавно описанные тиллиты Маунт-Роджерс Голубых гор в Аппалачах (Rankin, 1968; Blondeau, Lowe, 1972), имеющие возраст около 820 млн. лет, и верхние горизонты докембрия этого региона (Rodgers, 1967) фиксируют подобные события на востоке материка.

Нижнекембрийские отложения, как известно, развиты только по периферии Северной Америки. В большинстве удаленных от платформы разрезов они залегают на терминальном рифее согласно и граница между ними проводится в достаточной мере условно. В более приближенных к платформе разрезах Скалистых гор под нижнекембрийскими отложениями, как уже говорилось, развивается несогласие и они трансгрессивно переходят на более древние отложения, а затем сами выпадают из разреза. В отличие от этого на крайнем востоке Северной Америки, в юго-восточной части о-ва Ньюфаундленд и в отдельных пунктах Новой Шотландии, между нижними горизонтами нижнего кембрия и подстилающей их вулканогенной толщей наблюдается угловое несогласие, сопровождаемое гранитами с изохронным Rb-Sr возрастом 608 млн. лет (Rodgers, 1967; King, 1969). На основании этих несогласий в узкой зоне, протянувшейся вдоль атлантического побережья, была установлена докембрийская складчатость, получившая название авалонской.

Вне пояса развития нижнего кембрия в более внутренних районах континента среднекембрийские или более молодые отложения трансгрессивно перекрывают верхний докембрий и выходят на фундамент, отражая последовательные стадии развития раннепалеозойской трансгрессии.

Итак, среди относительно слабо метаморфизованных протерозойских отложений Северной Америки выделяется ряд естественных возрастных комплексов, разнящихся своим составом, областью распространения и отвечающих различным этапам развития региона (см. рис. 48). Древнейший из них объединяет терригенно-карбонатные и терригенные отложения Гурона, Грейт-Слейв и их аналогов, накапливавшихся в пределах стабильных массивов (протоплатформ, по Е. В. Павловскому), и железорудные вулканогенно-терригенные серии Анимики и их аналоги, выполнявшие геосинклинальные прогибы. Значительные мощности этих толщ и пока еще единичные их внутренние датировки позволяют думать, что они достаточно полно представляют весь отрезок времени от 2600±100 до 1900±50 млн. лет, определяемый возрастом подстилающих и прорывающих гранитов.

Второй комплекс представляет собой позднеорогенную серию гудзонид. Он по существу не выходит за пределы последних, имеет ограниченное распространение и объединяет существенно обломочные толщи с подчиненными основными эффузивами, формировавшиеся в линейных приразломных прогибах, и терригенно-вулканогенные серии с эффузивами кислого состава, выполняющие пологие впадины. Как те, так и другие накапливались около 1750—1850 млн. лет назад одновременно с заключительными этапами метаморфизма, гранитного магматизма и складчатости в других зонах гудзонских геосинклинальных систем.

Среди рифейских образований, слагающих чехол Северо-Американской платформы и выполняющих смежные миогеосинклинали, выделяются четыре комплекса, в общем соответствующие четырем фитемам рифея. При этом лишь средний и отчасти нижний рифей пользуются здесь значительным территориальным распространением, но даже они с этой точки зрения не сравнимы с одновозрастными комплексами Северной Евразии. Это обстоятельство в сочетании с очень слабым развитием трансгрессии терминального рифея в Северной Америке подчеркивает общее высокое стояние последней в позднем докембрии.

Первостепенное значение рубежа, разделяющего архей и протерозой Северной Америки, обосновано в ряде работ канадских геологов, отстаивающих главное двучленное деление докембрия (The Proterozoic in Canada, 1957; Wilson, 1958; Stockwell, 1961, 1964a, b; Stockwell et al., 1970), н в публикациях других авторов (Павловский, 1962, 1964; Семихатов, 1964; Салоп, 1970; и др.). Оно определяется различиями не только плана, но и стиля тектоники архея и нижнего протерозоя, известной полярностью их формационного состава, интенсивной и в таком масштабе впервые проявившейся гранитизацией в конце архея и примерами частичного дробления и переработки архейского фундамента при заложении раннепротерозойских структур.

Основной историко-геологический рубеж в протерозое Северной Евразии имеет то же выражение, что и в Евразии: он отделяет заключительные стадии гудзонской складчатости, местами сопровождавшиеся формированием позднеорогенного комплекса, от этапа развития платформенного чехла и миогеосинклиналей рифея. Возраст этого рубежа, как мы видели, оценивается в 1700±50 млн. лет.

Предлагаемое таким образом общее двучленное деление американского протерозоя не согласуется с принятым в Канаде расчленением его на афебий, хеликий и хадриний (Stockwell, 1964a, 1968; Stockwell et al., 1970). Верхняя граница афебия в этой схеме до недавнего времени безоговорочно проводилась в основании тех толщ, которые я рассматриваю как позднеорогенный комплекс гудзонской складчатости (Семихатов, 1972).

В последнее время канадские геологи эти толщи стали индексировать как «поздний афебий или ранний хеликий» (Stockwell et al., 1970; Fraser et al., 1971), отмечая их возрастную и генетическую связь с заключительными моментами гудзонской складчатости.

Против отнесения рассматриваемого комплекса к хеликию и, следовательно, проведения важнейшей стратиграфической границы по его основанию говорит следующее. Во-первых, такое решение означает нарушение выдвигаемого К. Стоквеллом принципа определения главных стратиграфических рубежей в докембрии по моменту окончания эпох складчатости. Во-вторых, граница, проводимая под орогенным комплексом, достаточно четко трассируется только на Канадском щите и теряется в южной части гудзонского пояса Северной Америки, где главную роль играет историко-геологический рубеж с возрастом около 1700—1750 млн. лет. Он отвечает рубежу, отделяющему на Канадском щите позднеорогенный комплекс от платформенных серий раннего рифея, и на всей рассматриваемой территории имеет универсальное выражение.

Что же касается границы между хеликием и хадринием, которая в канадской схеме обосновывается гренвилльскими событиями и датируется 945 или 1000 млн. лет, то она не может сревниться по рангу с границей афебия и хеликия, так как роль гренвилльских событий в формировании общей структуры материка была гораздо меньшей, чем гудзонских.

Глава III

АВСТРАЛИЯ

Докембрий Австралии отличается широким развитием слабо метаморфизованных образований, значительной полнотой разрезов, наличием в них на ряде уровней ледниковых отложений и богатых комплексов строматолитов, уже нашедших свое применение в межрегиональной и межконтинентальной корреляции. Поэтому нельзя не согласиться с теми геологами, которые выдвигают австралийский докембрий в число наиболее удачных объектов для создания на его примере общей стратиграфической шкалы криптозоя (Dunn et al., 1966, 1971; Crook, 1966; Rankama, 1967, 1970 a).

В составе докембрия в австралийских стратиграфических схемах обычно выделяют архей и протерозой, хотя долгое время эти подразделения, как подчеркнули авторы Объяснительной записки к тектонической карте Австралии (1965), отвечали скорее определенной структурной форме и степени метаморфизма, чем возрастным комплексам. Поэтому использование данных терминов встретило критику в австралийской литературе (McDougall et al., 1965; Trendall, 1966; Compston, Arriens, 1968). Для протерозоя на этом континенте принимались двух- или чаще трехчленные схемы деления (см. Noakes, 1956; Dunn et al., 1966), одноименные подразделения которых в разных районах нередко имели различный объем. В последнее время на основании естественных литостратиграфических комплексов протерозой Австралии был расчленен на три части («системы») — наллагайний, карпентарий и аделаида. Их границы датировались 1800 и 1400 млн. лет, а в отношении границы архея и протерозоя отмечалось, что она располагается «где-то между 2250 и 2600 млн. лет» и условно трассируется по изохроне 2300 млн. лет (McDougall et al., 1965; Crook, 1966; Dunn et al., 1966; Brown et al., 1968).

Границы упомянутых «систем» определяются наиболее ярко выраженными несогласиями в типовых районах их развития. При этом в основание карпентария одноименного района и Северо-Западной Австралии помещаются характерные толщи кислых эффузивов и подчиненных им обломочных пород. Эти толши отделяются от складчатого и гранитизированного фундамента с возрастом более 1850-1900 млн. лет крупным несогласием, но прорваны гранитоидами, которые относятся к заключительным этапам магматизма наллагайния и не проникают в более высокие горизонты карпентария, сложенные типично платформенными осадками. Иначе говоря, карпентарий северной и северо-запалной частей материка объединяют два разнородных комплекса отложений. В последнее время упомянутые вулканогенные толщи в отдельных районах их развития на основании соотношения с гранитоилами стали исключать из состава карпентария (Dow, Gemits, 1969, стр. 27). Я иду дальше, и все эти кислые вулканиты и тесно связанные с ними краснопветные обломочные толщи совместно с наллагайнием отношу к нижнему протерозою.

ДОРИФЕЙСКАЯ ЧАСТЬ ПРОТЕРОЗОЯ (НАЛЛАГАЙНИЙ И БАЗАЛЬНАЯ ЧАСТЬ КАРПЕНТАРИЯ)

Слабо метаморфизованные отложения наллагайния полнее всего представлены и лучше всего изучены на севере Западной Австралии, в бассейне Наллагайн, и на севере Северной территории, в районе г. Дарвина, в пределах так называемой геосинклинали Пайн-Крик (рис. 53). Нижняя часть карпентария типично выражена к юго-востоку от г. Дарвин, в типовом для карпентария районе, а также в бассейне Кимберли и в прилежащей к нему зоне Холс-Крик на северо-западе материка.

Северная и Северо-Западная Австралия

Бассейн Наллагайн представляет собою обширный (300×600 км), широтно вытянутый пологий прогиб, который выполнен надсерией Маунт-Брюс (рис. 54). Этот прогиб, перекрытый на юге горизонтально залегающим рифеем, заложился на складчатом и гранитизированном архейском основании, которое ныне выступает на поверхность к северу от прогиба (ядро Пильбара) и в сводах куполовидных поднятий в южной его части.

Возраст архейских метаэффузивов ядра Пильбара, определенный Rb-Sr методом, 3000 млн. лет, Rb-Sr возраст прорывающих их гранитов — 3040—3050 млн. лет (Leggo et al., 1965; Compston, Arriens, 1968) и (изохронный) 2880 млн. лет (De Laeter, Trendall, 1970). Более молодые интрузивные образования из предшествующих надсерии Маунт-Брюс представлены крупными телами пегматитов. Их возраст, установленный по мусковиту, 2930 (Rb-Sr) и 2380 (K-Ar) млн. лет, а по микроклину соответственно 2840 и 2175 млн. лет (Вильсон и др., 1963). Мелкие тела пегматитов, пересекающие упомянутые граниты, имеют возраст 2400— 2600 млн. лет (U-Th-Pb, циркон; Compston, Arriens, 1968). Следовательно, базальные горизонты надсерии Маунт-Брюс, несогласно залегающей на всех этих образованиях, не могут быть древнее 2500±100 млн. лет.

В составе надсерии выделяются три серии, две нижние из которых (Фортескью и Хамерсли) пластуются согласно, а верхняя (Уайлу) отделяется несогласием (De la Hunty, 1965; MacLeod, 1966; Daniels, 1966b, 1968, 1970; Williams, 1968). Эти отложения на крыльях бассейна обра-



Рис. 53. Схема распространения главных возрастных комплексов докембрия Австралии, по Ч. Б. Борукаеву (1970б), с изменениями

1 — архей; 2—5 — протерозой: 2 — наллагайний, 3 — карпентарий, 4 — аделаида, 5 — нерасчлененный; 6 — верхний докембрий (?) — нижний палеозой; 7 — фанерозой
Выходы на поверхность: 1—5 — архея (1 — Пилбара, 2 — Йилгари, 3 — Калгурли, 4 — Масгрейв, 5 — Эранта); 6—11 — нализгайния (6 — Кинг-Леопольд, 7 — Холлс-Крик, 8 — Те-Гранитс-Танами, 9 — Пайн-Крик, 10 — Теннант-Крик, 11 — Мэрфи); 12—15 — карпентария (12— Эшбертон, 13 — Давенпорт, 14 — Голер, 15 — Маунт-Айза); 16—23 — аделаиды (16 — Лаббок, 17 — Виктория-Ривер, 18 — Нелия, 19 — Амадеус, 20 — Арафура, 21 — Саус-Никольсон, 22 — Аделаида, 23 — Пик-Денисон); 24—29 — нерасчлененного протерозоя (24 — Наллагайн, 25 — Кимберли, 26 — Стерт, 27 — Эйр, 28 — Маунт-Пейнтер, 29 — Олари-Брокен-Хилл); 30 — кар-пентария и аделаиды в бассейне Мак-Артур

зуют пологие структуры, а в его осевой зоне слабо дислоцированы, рассечены рядом крупных разломов и вмещают гранитные купола.

Серия Фотескью залегает на неровном рельефе архейских пород и начинается эффузивами андезитового и дацитового состава Маунт-Рос (120-2400 м), развитыми только на северо-западе бассейна. Вышележащие светлые олигомиктовые кварциты с прослоями конгломератов и основных эффузивов (формация Хэрдей, до 1200 м) пользуются более широким развитием, но и они на ряде участков трансгрессивно перекрываются более молодой формацией Маунт-Джоп (до 2100 м). Последняя объединяет две значительные толщи эффузивов базальтового состава, разделенные пачкой переслаивания их туфов, аргиллитов и кремнистых пород, местами содержащих Gruneria biwabikia (Cloud, Semikhatov, 1969) янбо Gruneria f. n. (Walter, Preiss, 1972) и другие строматолиты (Edgell, 1964). В северо-западных сокращенных (240-330 м) разрезах формации в ее составе появляются конгломераты и строматолитовые доломиты, а местами и джеспилиты. Венчается разрез серии формацией Джерина (до 900 м) — толщей чередования глинистых сланцев, кварцитов, основных лав и более редких кремнистых пород и джеспилитов.



Рис. 54. Схема строения бассейна Наллагайн, по Даниельсу (Daniels, 1966b) 1 — фанерозой; 2 — серия Бангемалл; 3 — серия Бреснахен; 4 — серия Уайлу; 5 — серия Хамерсли; 6 — серия Фортескью; 7 — архей; 8 — протерозойские граниты; 9 — гнейсы и мигматиты

Вышележащая серия Хамерсли (до 2400 м) начинается маломощной (120-180 м), но хорошо выдержанной формацией Мерра-Мамбра, сложенной переслаиванием кремнистых пород и джеспилитов, на которую налегает 150-метровая толща доломитов Виттинум с прослоями кремнистых сланцев. Более высокие горизонты серии общей мощностью до 2000-2100 м представлены промышленно важными железорудными пачками (формации Маунт-Сильвия, Брокман, Вилли-Волли, Булгида), две нижние из которых разделяются пачкой частого чередования кремнистых пород, алевролитов, глинисто-кремнистых сланцев и более редких сидеритов (формация Маунт-Макри), а верхняя перекрывается толщей лав дапитового и риолитового состава (формация Вунгарра, 30-600 м). Железорудные пачки заключают собственно рудные (3-25 m) и более тонкие безрудные слои, в сложении которых участвуют различные сланцы, кремнистые породы, железистые кварциты и подчиненные сидериты. Рудные пласты оказываются прекрасно выдержанными по простиранию и некоторые из них (в том числе и очень маломощные) прослеживаются на десятки, а в отдельных случаях и на три сотни километров (Trendall, Blockley, 1968). В кремнистых породах формации Брокман содержатся строматолиты.

Серия Уайлу, несогласно залегающая на серии Хамерсли, а местами и на Фортескью, резко отлична от них своим составом, быстрой фациальной изменчивостью и наличием мелководных текстур. В ее сложении преобладают граувакковые песчаники и глинистые сланцы, которым подчинены пласты, пачки и крупные линзы кварцевых песчаников, алевролитов, конгломератов (с гальками, а у кровли серии и валунами джеспилитов и кремнистых пород), а также прослои доломитов и отдельные покровы основых эффузивов. Соотношения перечисленных пород, составляющих ряд формаций, от места к месту и по разрезу меняются, и только в их верхней части выделяется устойчивый горизонт монотонных серых доломитов Дак-Крик (300—1000 м), содержащих множество строматолитов (Edgell, 1964), среди которых указываются эндемичные группы и *Patomia* f. indet. (Walter, Preiss, 1972). Общая мощность серии превосходит 3000—3300 м.

Граниты, прорывающие описанные отложения, датированы Rb-Sr методом по минералам и валовым пробам в 1720 млн. лет. Сходный Rb-Sr возраст (1690 млн. лет) получен по гранитоидам, прорывающим архейские породы к югу от бассейна Наллагайн и не имеющим контактов с более молодыми толщами; залегающие в той же позиции пегматиты по слюдам датированы 980 (Rb-Sr) и 930-950 (K-Ar) млн. лет (Leggo et al., 1965; Compston, Arriens, 1968).

Для самой надсерии Маунт-Брюс имеется несколько Rb-Sr цифр: кислые лавы серии Уайлу — 2020 млн. лет, лавы Вунгарра серии Хамерсли — 2000 и 2100 млн. лет; пластовое тело кислых пород в серии Фортескью — 2190 млн. лет (Leggo et al., 1965; Compston, Arriens, 1968), а туф вблизи подошвы надсерии — 2250 млн. лет (Dunn et al., 1966). Учитывая распределение этих цифр по разрезу, можно думать, что они отражают время накопления надсерии. Время метаморфизма, вероятно, отражает Rb-Sr датировка туффитов серии Уайлу — 1720 млн. лет, точно отвечающая возрасту рвущих гранитов. Таким образом, накопление надсерии Маунт-Брюс началось около 2300 млн. лет назад, а закончилось не позднее 1750, а вероятно, — уже 1900—1800 млн. лет назад.

Прогиб Пайн-Крик, расположенный на севере материка, на п-ове Арнемленд (рис. 55, см. рис. 53), представляет собою второй район классического развития австралийского нижнего протерозоя. Основанием последнего здесь служат гранито-гнейсовый комплекс Рам-Джангл и его аналоги, выступающие в ядрах куполовидных поднятий (Noakes, 1949; Rhodes, 1965; Richards et al., 1968). Возраст наиболее поздних гранитоидов названного комплекса оценивается в 2550 млн. лет на основании графической обработки дискордантных U-Th-Pb данных по цирконам. Rb-Sr возраст валовых проб его гранитов и гнейсов 2400 (изохронный) и 2450 млн. лет (Richards et al., 1968; Compston, Arriens, 1968).

Прогиб Пайн-Крик выполняют складчатые, существенно обломочные толщи надсерии Аджиконди, метаморфизм когорых обычно не выше зеленосланцевой фации, хотя местами повышается до амфиболитовой. Эти толщи обнаруживают быстрые фациальные изменения от крыльев структуры к ее центру (Walpole, 1962; Randall, 1962, 1963; Dunn, 1962; Brown et al., 1968; Walpole et al., 1968). В основаним налагайния на северо-восточном крыле и в осевой зоне прогиба (см. рис. 55) залегает «серия» Гудпарла. Ее краевые фации, выделяемые как формация Маунт-Пертридж, представлены серыми и красными косослоистыми аркозовыми и более редкими граувакковыми и кварцевыми, довольно грубыми песчаниками, которым подчинены алевролиты, глинистые сланды, очень редкие гематитовые песчаники, доломиты, кремнистые породы и конгломераты. Эти отложения, достигающие мощности 1,5-3,0 км, по направлению к внутренним частям прогиба Пайн-Крик замещаются формацией Мэссон 3000 м) — кварц-полевошпатовыми алевролитами, кварцевыми (около песчаниками и граувакками с редкими прослоями кремнистых доломитов, конгломератов и железистых кремнистых алевролитов.

Приосевую зону прогиба Пайн-Крик занимает формация Голден-Дайк, в состав которой входят возрастные аналоги верхней части формации Мэссон и более молодые слои. Формация представляет собой 2,7—3,1-километровую толщу переслаивания темно-окрашенных тонкослоистых алевролитов (в той или иной мере карбонатных и пиритизированных), кремнистых пород, доломитов и редких гематитовых алевролитов. По направлению к северо-западу формация Голден-Дайк в своих нижних гори-



Рис. 55. Палеогеографическая схема геосинклинали Пайн-Крик, из работы Браун и др. (1970)

J — восточный трог (сервя Саус-Аллигатор); 2 — фации трога; 3 — переходные фации; 4 — краевые фации; 5 — направление сноса для серии Гудпарла; 6 — направление сноса для серие Финисс-Ривер

зонтах замещается и подстилается отложениями, выделяемыми как «серия» Бетчелор. По строению последняя близка формации Мэссон, но содержит два значительных горизонта строматолитовых доломитов. Своим появлением «серия» намечает западное крыло прогиба Пайн-Крик.

Более молодые горизонты нижнего протерозоя здесь представляет «серия» Финис-Ривер, базальные толщи которой являются фациальной разновидностью наиболее молодых слоев формации Голден-Дайк. В восточных разрезах, тяготеющих к осевой зоне прогиба, эта «серия» в нижней части сложена темными алевролитами с прослоями песчаников (формация Баррел-Крик, до 2400 м), а в верхней — основными эффузивами и их туфами (формация Дороти, до 300 м). В западных разрезах, где мощность серии сокращается (до 1500 м), она местами залегает прямо на архее и слагается песчаниками с прослоями конгломератов и граувакк и отдельными покровами кислых эффузивов (формация Нолтениус). В более западных районах ей соответствует 900-метровая толща песчаников Чиллинг.

На северо-восточном крыле прогиба с размывом, а иногда и с угловым несогласием на «сериях» Маунт-Пертридж и Гудпарла залегает серия Саус-Аллигатор. Это главным образом алевролиты и более редкие полимиктовые песчаники и кремнистые алевролиты, выделяемые как формация Фишер-Крик (до 6000 м). В верхних своих горизонтах в западных разрезах последняя замещается сперва кремнистыми породами формации Джерови (до 1000 м), а затем формацией Кульпин (до 1000 м) — комплексом кремнистых и графитисто-кремнистых пород, пиритизированных алевролитов, а также строматолитовых, частично окремненных доломитов, которые слагают крупные обособленные биогермы.

Вся описанная последовательность отложений была смята в складки. метаморфизована и затем прорвана посттектоническими гранитами и сиенитами. Rb-Sr, в том числе изохронные, датировки валовых проб и минералов некоторых из этих гранитов лежат в очень узких пределах -1800—1830 млн. лет (Compston, Arrieus, 1968), тогда как определения возраста частично хлоритизированных их слюд — 1765 (Rb-Sr) и 1580-1840 (K-Ar) млн. лет (Hurley et al., 1961; Walpole, 1962). В то же время сиениты и другая часть гранитов по валовым пробам дают более низкие значения Rb-Sr возраста, с которыми в общем согласуются их K-Ar датировки. Изохронный Rb-Sr возраст этих образований 1725 млн. лет. Таким образом можно говорить о двух поколениях посттектонических гранитов рассматриваемого района, одно из которых имеет возраст 1700-1750 млн. лет, а другое, более широко распространенное на площади, - 1800-1830 млн. лет. Одновозрастные гранитоиды устанавливаются и в смежном с востока районе Арнхем: их Rb-Sr датировки составляют 1825 (слюды), 1895 (валовые пробы) и 1740 млн. лет (полевой шпат); K-Ar возраст слюд этих гранитов 1816-1826 млн. лет (McDougall et al., 1965; Compston, Arriens, 1968). В этом районе выделяются также геологически более древние синтектонические граниты, имеющие К-Аг возраст слюд 1840 млн. лет. Более значительные цифры были получены по аналогичным гранитоидам в пограничных районах Северной территории и Квинсленда, где они залегают среди глубоко метаморфизованных нижнепротерозойских пород. Их K-Ar датировки – 1860–1910, Rb-Sr – 1770–1835 млн. лет (McDougall et al., 1965).

Приведенные данные определяют отложения прогиба Пайн-Крик как более молодые, чем 2500±100 млн. лет, и более древние, чем 1800—1830, а может быть и 1850—1900 млн. лет.

Метаморфические и интрузивные образования с возрастом 1800-1900 млн. лет широко распространены по периферии Северной и Северо-Западной Австралии в фундаменте прогибов Мак-Артур, Саус-Никольсон, бассейна Кимберли, в зоне Холс-Крик и Маунт-Айза, а также на юге материка, в фундаменте платформы Голер (см. рис. 53). Резко несогласно на этих кристаллических образованиях в ряде обособленных участков в пределах перечисленных выше структур Залегают уже упоминавшиеся терригенно-вулканогенные толщи, открывающие собою в австралийских схемах разрез карпентария. В бассейне Мак-Артур (рис. 56), вмещающем типовые разрезы карпентария, и в бассейне Саус-Никольсон упомянутые толщи представляют формации Эдит-Ривер, Клиффдейл, Скраттон, Фейган и др. Они приурочены к отдельным наиболее подвижным участкам фундамента и отвечают единому этапу развития названных бассейнов (McDougall et al., 1965). В их сложении преобладают кислые (липаритовые) и более редкие средние эффузивы, их пестроцветные туфы и игнимбриты, с которыми чередуются и замещают по простиранию кварц-полевошпатовые и полимиктовые песчаники, а также конгломераты, в том числе валунные. Мощность этих толщ изменчива и местами достигает 1200—1500 м. Иногда отмечается, что осадочные породы приурочены к депрессиям древнего рельефа (Noakes, 1949; McDougall et al., 1965; Randall, 1963; Walpole, 1962; Walpole et al., 1968).

Возраст этих эффузивов, установленный Rb-Sr методом по валовым пробам,— 1750 млн. лет, а Rb-Sr определения 3 проб эффузивов и 11 проб залегающих среди них комагматичных гранитов и гранит-порфиров, по данным одних исследователей, легли на изохрону 1760, а по данным дру-



Рис. 56. Схема строения бассейнов Мак-Артур и Саус-Никольсон, по Мак Дугаллу и др. (McDougall et al., 1965)

1 — фанерозой; 2 — серия Уэссел; 3 — серия Саус-Никольсон; 4 — силлы долеритов; 5 — серия Ропер; 6 — серия Мак-Артур и ее аналоги; 7 — серия Маунт-Ригг; 8 — серии Тауалла и Кетерин-Ривер; 9 — кислые вулканиты и песчаники; 10 — поэдние граниты; 11 — граниты; 13 — метаморфический фундамент; 13 — границы бассейна Саус-Никольсон и Арафурского

гих. — на изохрону 1800 млн. лет (Compston, Arriens, 1968; Walpole et al., 1968). К-Аг возраст слюд из упомянутых интрузий обычно 1580—1785 млн. лет, но иногда достигает 1900 млн. лет, Rb-Sr возраст их валовых проб и минералов 1760—1825 млн. лет (Вильсон и др., 1963; Hurley et al., 1961; McDougall et al., 1965; Walpole et al., 1968).

Аналогичные образования распространены в 200-250 км к юго-востоку от бассейна Саус-Никольсон, в районе Маунт-Айза (см. рис. 53), где они выделяются как формации Арджилла и Лейхард (Carter et al., 1961). Возраст входящих в их состав гранитов и микрогранитов 1760—1780 млн. лет (U-Th-Pb, циркон), 1760—1800 млн. лет (Rb-Sr изохронный), 1700— 1900 млн. лет (Rb-Sr, валовые пробы). К-Аг и Rb-Sr датировки их минералов, за редким исключением, омоложены и близки к 1400 млн. лет (McDougall et al., 1965; Richards, 1963, 1966; Richards et al., 1968; Compston, Arriens, 1968).

Итак, формирование рассмотренной вулкано-плутонической ассоциации и подчиненных ей обломочных толщ происходило 1750—1800 млн. лет назад, вслед за становлением посттектонических гранитов с возрастом 1800—1830 млн. лет и до внедрения щелочных гранитов и сиенитов с возрастом 1700—1715 млн. лет.

Наиболее сложен и наиболее мощен рассматриваемый комплекс в районе Кимберли, в Северо-Западной Австралии. Этот район охватывает три разнородные области — два относительно стабильных, но различных по своей истории блока (Стерт на востоке и Кимберли на западе) — и разделяющую их мобильную зону Холс-Крик, ограниченную крупными разломами (см. рис. 53). Разрезы верхнего докембрия этих областей сопоставимы между собой (рис. 57), но различаются мощностями, а в ряде случаев и стратиграфическим объемом (Guppy et al., 1958; Dow, 1965; Dow, Gemuts, 1967, 1969; Horwitz, 1967; Brown et al., 1968).

Древнейшими породами района (более 2700 млн. лет) являются от-носительно слабо метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи серии Холс-Крик, которые обнажаются по западной кромке блока Стерт и, погружаясь к востоку, вероятно, слагают фундамент всего этого блока. В зоне Холс-Крик наиболее древние образования представлены гранито-гнейсовым комплексом Ламбу, который включает метаморфические производные серии Холс-Крик (метаморфиты Тикалара; Gemuts, 1965) и прорывающие их гранитоиды. Выходы этого комплекса обрамляют бассейн Кимберли с востока и юга и, судя по всему, представляют собой обнаженные участки его фундамента. Синтектонические гранитоиды в составе комплекса Ламбу имеют изохронный Rb-Sr возраст 1960 млн. лет, а очень широко развитые здесь посттектонические граниты тем же методом датируются 1855 млн. лет (Compston, Arriens, 1968; Dow, Gemuts, 1969).

На этих кристаллических сериях в зоне Холс-Крик и смежной части бассейна Кимберли резко несогласно залегают вулканиты Уайтуотер слабо дислоцированная толща красных эффузивов и туфов липаритового и дапитового состава, подчиненных им туфоконгломератов, песчаников и редких конгломератов общей мощностью 600-2000 м. Аналоги этой толщи на блоке Стерт неизвестны. Выше, в бассейне Кимберли и в юго-западной части зоны Холс-Крик (бассейн Лаббок), выделяются три серии -Спиуа, Кимберли и Бастион. Серия Спиуа, отделенная перерывом и небольшим угловым несогласием от серии Уайтуотер, имеет грубое ритмичное строение. В ее нижней, большей, части выделяются два регрессивных ритма, начинающихся серыми слоистыми алевролитами с линзами кислых эффузивов и их туфов и заканчивающихся полевошпатовыми и более редкими кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов. Алевролитовые члены этих ритмов выделяются как формации О'Доннелл (до 300 м) и Валентайн (30-80 м); песчаные – как Тундженари (до 1200 м) и Ланс-Даунс (до 550 м). Венчают разрез серии слюдистые алевролиты и сланцы формации Луман (100 м). Во внутренней части зоны Холс-Крик с этой серией сопоставляют формацию Малла-Балла, представленную аркозовыми песчаниками, граувакками, конгломератами и сланцами видимой мощностью более 3000 м.

Серия Кимберли, согласно или с размывом налегающая на серию Спиуа, а по юго-западному крылу бассейна переходящая прямо на комплекс Ламбу (Guppy et al., 1958), расчленяется на пять толщ; 1 — песчаники Кинг-Леопольд — красноцветные, преимущественно кварцевые песчаники с прослоями алевролитов, а в основании — и конгломератов (850—1400 м); 2 — основные вулканиты Карсон или Морнингтон (700— 900 м), содержащие прослои терригенных пород; местами они отделены несогласием от нижележащих отложений; 3 — песчаники Вартон — белые и кремовые кварц-полевошпатовые и кварцевые разнозернистые породы с прослоями слюдистых глинистых сланцев и алевролитов (500—600 м); 4 — красно-коричневые и зелсновато-серые, частично карбонатные алевролиты Илджи (200—250 м) с прослоями известняков, иногда содержащих строматолиты Kussiella sp. (Cloud, Semikhatov, 1969) и др.; 5 кварцевые глауконитовые песчаники и слюдистые алевролиты Пентекост (600—700 м).

Разрез рассматриваемого комплекса в смежных районах бассейна Кимберли и зоны Холс-Крик завершает серия Бастион — мощная (1000 — 1400 м) толща пестроцветных глинистых сланцев и алевролитов с прослоями доломитов, а вблизи основания и у кровли, кроме того, и песчаников.

Суммарная мощность трех описанных серий составляет 5500-6000 м. а их аналогов во внутренней части зоны Холс-Крик — до 9000 м. Характерно, что здесь кислые вулканиты в их составе в значительной мере замещаются основными. В отличие от этого возрастные аналоги этих серий на блоке Стерт (слои Ред-Рок) лишены всяких следов вулканизма и представлены красными песчаниками, алевролитами, галечными и валунными конгломератами общей мощностью 3000 м. Их пространственное распространение и фациальная изменчивость контролируются разломами, ограничивающими зону Холс-Крик.

Серии Спиуа и Кимберли вплоть до песчаников Пентекост прорваны силлами и пайками полеритов Харт, которые имеют изохронный Rb-Sr возраст 1800 млн. лет. Вулканиты Уайтуотер и залегающие среди них гипабиссальные тела тем же методом датируются 1820 млн. лет, глинистые сланпы серии Бастион — 1790 млн. лет. Rb-Sr определения валовых проб пород описанных серий совпадают с изохронными или показывают несколько меньшие значения: вулканиты Уайтуотер — 1788 млн. лет. микрограниты — 1810 млн. лет, аргиллиты серии Спиуа — 1732 и 1761 млн. лет. лавы и туфы формации Карсон серии Кимберли - соответственно 1810 и 1700 млн. лет. сланпы серии Бастион — 1707 млн. лет. К-Аг возраст глауконита из песчаников Пентекост, венчающих разрез серии Кимберли, 1700 и 1540 млн. лет, из формации Карсон — 1700 млн. лет, (Compston Arriens, 1968; Dow, Gemuts, 1969). Следовательно, рассмотренный комплекс краснопветных терригенных и вулканогенных пород района Кимберли общей мощностью до 9000 м накопился в отрезке времени от 1820 до 1750-1790 млн. лет, непосредственно вслед за становлением крупных массивов посттектонических гранитов, и обнаруживал исключительно высокую для докембрия скорость осадконакопления.

Аналогичные по составу и, видимо, по возрасту толщи сохранились в виде небольших обособленных пятен в Южной Австралии в пределах так называемой платформы Голер на п-ове Эйр (см. рис. 53). Наиболее древними в этом районе являются метаморфические породы фундамента, по первичному составу близкие надсерии Маунт-Брюс и также заключающие железорудные месторождения (Thomson, 1969а). Прорывающие их гранитоиды имеют всего четыре изотопные датировки, полученные Rb-Sr методом: 1780±20 (изохронный), 1930±200 (валовые пробы), 1740 (полевой шпат) и 1600 млн. лет (биотит) (Compston et al., 1966; Compston, Arriens, 1968). Следовательно, возраст гранитов близок к 1800 млн. лет. Выше залегает локально развитая формация Мунаби, которая включает в себя грубые полевошпат-кварцевые песчаники и гравелиты с прослоями конгломератов, эффузивы липаритового и дацитового состава, а также кислые и средние гипабиссальные тела (Thomson, 1966, 1969b; Glaessner, Parkin,



24 — К-Аг метод; 25 — 30 — стратиграфические границы: 25 — подошва венда, 26 — подошва верхнего рифея, 27 — подошва среднего рифея, 28 — подошва нижнего рифея, 29 — формаций, 30 — серий

30 — серин Разрезы района Пильбары — по Дениельсу (Daniels, 1966а, b 1968, 1970), Ханти (De la Hunty, 1963), Мак-Леоду (MacLeod, 1966); бассейна Кимберли — по Доу, Гемутсу (Dow, Gemutz, 1967, 1969), Перри и Робертсу (Perry, Roberts, 1968); плиты Стерт — по Доу и Гемутсу (Dow, 1965; Dow, Gemuts, 1969); бассейнов Мак-Артур и Ужссел — по Рэндоллу (Randall, 1963), Смиту (Smith, 1964), Риксу (Rix, 1965), Мак-Дугаллу и др. (McDougall et al., 1965)

1.



1958). Прорывающие эту формацию граниты и аналогичные граниты среди пород фундамента имеют Rb-Sr возраст соответственно 1590 (минералы) и 1550 (валовая проба) млн. лет, а K-Ar возраст их роговой обманки 1700 млн. лет. Rb-Sr определения валовых проб и полевого шпата самих эффузивов Мунаби 1500—1800 млн. лет (Compston et al., 1966). Приведенные датировки гранитов определяют минимальный предел возраста этой формации в 1600 млн. лет, а остальные данные позволяют считать, что время ее накопления близко к 1700—1800 млн. лет.

Таким образом, в трех разобщенных районах Австралии на метаморфизованных и частично гранитизированных комплексах с возрастом более 1800—1850 млн. лет залегают толщи весьма характерного состава, отличающиеся сложными фациальными взаимоотношениями разнообразных (в том числе грубых) обломочных красноцветных пород, кислых и более редких средних и основных эффузивов, заключающих тела комагматичных интрузивных пород. Возраст этих образований в Северной Австралии устанавливается в 1800—1750 млн. лет, на северо-западе материка — 1820—1750 млн. лет, в его южной части — как близкий к 1700—1800 млн. лет. Нетрудно видеть, что по возрасту, составу и месту в вертикальном формационном ряду они аналогичны позднеорогенному комплексу свекофенской и гудзонской складчатостей.

РИФЕЙ (ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ КАРПЕНТАРИЯ И АДЕЛАИДА)

Рифею в австралийских шкалах отвечают верхний, осадочный, комплекс карпентария (нижний рифей) и аделиада (средний, верхний и терминальный рифей). Лучшие разрезы этих подразделений разобщены: карпентарий полнее всего выражен в Северной территории (прогиб Мак-Артур) и на севере Западной Австралии (район Кимберли), где более молодые толщи развиты лишь фрагментарно, а аделаида в полном виде присутствует на юге материка (геосинклиналь Аделаида), где карпентария нет. Поэтому в Австралии не удается видеть непрерывного разреза рифея, по полноте сравнимого с сибирским. Более того, только в районе Кимберли наблюдается последовательность представителей всех четырех фитем рифея, которые, однако, разделены крупными перерывами.

Северная и Северо-Западная Австралия

Рифейские отложения здесь представлены на блоке Стерт, в зоне Холс-Крик и в бассейне Кимберли (Guppy et al., 1958; Dow, 1965; Dow, Gemuts, 1969). Нижнерифейские отложения лучше всего выражены на окраине блока Стерт, где они отделяются резким угловым несогласием от слоев Ред-Рок и начинаются розовыми и белыми, хорошо промытыми кварцевыми песчаниками с прослоями кварцевых конгломератов (формация Маунт-Паркер, 150—300 м), а ваканчиваются значительной (до 1400 м) толщей строматолитовых доломитов Бангл-Бангл, содержащей прослои терригенных пород (см. рис. 57). В бассейне Кимберли сохранились аналоги лишь нижней части этой серии — локально развитая 90-метровая пачка кварцевых песчаников и гравелитов Коломбо.

Вышележащий комплекс района Кимберли развит более широко, чем только что описанный, и отделяется от него размывом, а от более древних толщ — угловым несогласием. В бассейне Кимберли он представлен серией Глидден. Это маломощная (не более 550 м) толща светлых кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников с прослоями зеленоватых и темно-серых глинистых сланцев и алевролитов, несогласно лежащая на серии Кимберли. В пределах блока Стерт одновозрастные отложения залегают на различных породах вплоть до архейских и представлены белыми косослоистыми кварцевыми песчаниками Вейд-Крик с линзами алевролитов и аргиллитов внизу (130—140 м) и зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами Хеликоптер (280 м) вверху. В последних указывались отпечатки медуз, но органическая их природа ныне оспаривается. В северной части зоны Холс-Крик тот же комплекс представлен 10-километровой алевролито-песчаниковой серией Карр-Бойд; она несогласно налегает на граниты и гнейсы Ламбу и на серию Кимберли и предваряется аплитовыми дайками с Rb-Sr возрастом 1537 млн. лет. В составе этой серии выделяется ряд формаций, часть которых разделяется местными несогласиями; в составе двух формаций отмечаются туфы (Dow, Gemuts, 1969).

Общая одновозрастность рассмотренных терригенных толщ, вытекающая из общности их состава и стратиграфического положения, подтверждается радиологическими данными, полученными Rb-Sr изохронным методом по глинистым сланцам (Compston, Arriens, 1968). Для серии Карр-Боид имеются три такие цифры — 1185, 1080 и 900 млн. лет, относящиеся соответственно к нижней, средней и верхней ее частям. Для серии Глидден сделано одно определение из верхней ее формации — 1080 млн. лет, а для средней части песчаников Вейд-Крик — 1130 млн. лет. Учитывая правильное распределение этих цифр по разрезу, можно считать, что они отражают собственный возраст пород. Следовательно, рассмотренный комплекс осадков накапливался в интервале примерно 1200—900 млн. лет. Он отвечает пограничным горизонтам среднего и верхнего рифея. Тем самым возрастные пределы песчаников Маунт-Паркер и доломитов Бангл-Бангл, не имеющих пока датировок, одениваются в 1750-1200 млн. лет, а их сопоставления с развитыми севернее более полно датированными толщами позволяют отнести названные формации к нижнему рифею.

Третий комплекс рифейских отложений района Кимберли, принадлежащий верхней части верхнего рифея, широко известен благодаря заключенным в нем тиллитам (Dow, 1965; Perry, Roberts, 1968; Dow, Gemuts, 1967, 1969; Dunn et al., 1971). Он распространен во всех трех зонах данного района и перекрывает почти горизонтальным плащом все описанные выше породы вплоть до серии Бастион в бассейне Кимберли и песчаников Хеликоптер на блоке Стерт. На этом блоке рассматриваемый комплекс представляет серия Дуэрдин (см. рис. 57). Она начинается локально развитым таллитом Фаргу (до 150 м). Это красно-коричневая бесструктурная порода, состоящая на 80% из песчано-глинистого матрикса, в котором заключены различные по размеру (до 4,5 м в поперечнике) валуны и гальки кварцитов, доломитов и более редких метаморфических пород и гранитов, часть которых несет следы ледниковой обработки. В верхней части формации среди тиллитов появляются линзы доломитов и тонкослоистых терригенных пород, намечающие переход к более молодой формации Френк-Ривер (до 250 м мощности). Она представлена красноцветными доломитовыми песчаниками с редкими линзами конгломератов и доломитов и с плавающими гальками кварцитов. Выше, отделяясь несогласием, залегают широко распространенные тиллиты Мунлайт-Велли, которые могут достигать 150 м мощности, но местами выклиниваются. Литологически они не отличаются от тиллитов Фаргу, если не считать меньшей роли кристаллических пород среди мегакластов. В их кровле залегает маркирующий пласт (1,8-9,5 м) розовых тонкослоистых доломитов, ложащийся на дотиллитовые породы на поднятиях древнего рельефа. Венчают разрез серии Дуэрдин тонкослоистые пестроцветные алевролиты и песчаники Ренфорд мощностью до 700 м, в нижней своей части заключающие рассеянные валуны.

По другую сторону зоны Холс-Крик, в прогибе Лаббок, серии Дуэрдин соответствует серия Кунианди. В ее основании залегают тиллиты Ландриган, которые имеют мощность от 18 до 370 *м* и выдержанным горизонтом песчаников расклиниваются на две пачки. Видимо, нижняя из этих пачек отвечает тиллиту Фаргу на плите Стерт, а верхняя — тиллиту Мунлайт-Велли. В пользу таких сопоставлений говорит, в частности, наличие в кровле верхней пачки пласта розовых доломитов, который находит свой аналог в таком же пласте более восточных разрезов. Выше в составе серии Кунианди выделяется трехчленная сланцево-песчаниковая толща мощностью до 1850 м (формации Стейн, Украра, Маунт-Бертран), по положению в разрезе отвечающая формации Ренфорд (см. рис. 57).

В более западных районах с рассматриваемым комплексом сопоставляется серия Маунт-Хауз, разрез которой начинается тиллитами Вальш (0—60 м) с пластом доломитов в кровле, а завершается пестроцветной песчано-алевритовой толщей в составе трех формаций (300 м). В основании тиллитов Вальш и Мунлайт-Велли в ряде пунктов известно штрихованное ложе (Dow, 1965; Perry, Roberts, 1968).

Для описанных отложений имеются четыре определения изотопного возраста, сделанные Rb-Sr методом по глинистым породам (в млн. лет): тиллиты Мунлайт-Велли — 740, верхние горизонты формации Ренфорд — 685, формация Стейн, перекрывающая тиллит Ландриган, — 739, сланцы Троссел, лежащие на тиллитах Вальш, — 686. Приведенные датировки служат основанием для отнесения описанных пород к верхней части верхнего рифея и определения возраста тиллитов Мунлайт-Велли примерно в 750 млн. лет.

Вышележащие слои бассейна Кимберли, также заключающие тиллиты, отделены от только что рассмотренных размывом, а местами и угловым несогласием (см. рис. 57). В прогибе Лаббок эти слои выделяют как серию Луиза-Даунс. Ее разрез открывает изменчивая формация Эган (20-65 м). сложенная тиллитами, более редкими конгломератами и песчаниками, которые перекрываются пластом известняков и доломитов. Верхняя, основная по мощности (до 3600 м), часть серии сложена двукратным чередованием сравнительно небольших (200 и 120 м) пачек существенно песчаного состава (формации Июреби и Тин) и сменяющих их по разрезу значительных алеврит-глинистых толщ (формация Мак-Элм, до 1500 м, и Лаббок, до 1800 м). Выше с размывом залегают базальты Антрим-Плато. Их обычно условно относят к нижнему кембрию, так как они занимают промежуточное положение между только что описанными отложениями докембрия и фаунистически охарактеризованными среднекембрийскими толщами, отделяясь от тех и других размывом. Находки в базальных горизонтах вулканитов Антрим-Плато среди линз кремнистых пород строматолитов Conophyton cf. gaubitza Krul. и Con. basalticum Walt. позволяют ставить вопрос о докембрийском возрасте всей или по крайней мере нижней части этой вулканогенной толши (Walter, Preiss, 1972).

В восточных разрезах рассматриваемого района на блоке Стерт с серией Луиза-Даунс сопоставляется серия Альберт-Эдвард (Horwitz, 1967; Dow, Gemuts, 1969), имеющая мощность всего 1700 м и лишенная тиллитов. Ее разрез начинается кварцевыми песчаниками и аргиллитами формации Маунт-Форест, видимо, отвечающими песчаникам Юраби, а выше идет преимущественно алевролит-аргиллитовая толща, вблизи своего основания содержащая пачку доломитов Бунелл (30 м), а вблизи кровли — пачку песчаников Нюлесс (42 м). Эти пачки расклинивают рассматриваемую толщу на три формации — Эльвир (30 м), Тимперли (1400 м) и Флат-Рок (30 м). Rb-Sr возраст валовых проб глинистых пород формации Эльвир 653 млн. лет, формации Тимперли — 666 млн. лет, сланцев Мак-Элм в серии Луиза-Даунс — 665 млн. лет (Dow, Gemuts, 1969; Dunn et al., 1971). Эти данные определяют принадлежность серий Луиза-Даунс и Альберт-Эдвард к терминальному рифею.

Таким образом, в северо-западной части Австралии устанавливаются следы двух оледенений. Более позднее, вендское (около 650—660 млн. лет), получило название Эган; более древнее, верхнерифейское (около 750 млн. лет), включающее две фазы, описывается как оледенение Мунлайт-Велли (Dow, Gemuts, 1969; Dunn et al., 1971). В более глубокой части рифея этого района, как мы видим, выделяется изменчивая по мощности песчано-глинистая толща (серии Карр-Бойд, Глидден, Вейд-Крик), отвечающая нижней части верхнего рифея и значительной части среднего рифея, и предположительно нижнерифейская серия (песчаники Маунт-Паркер и доломиты Бангл-Бангл). Она образует крупный трансгрессивный ритм, открывающий собою разрез платформенного чехла этого района.

Нижний рифей более строго доказан и полнее представлен в бассейнах Мак-Артур и Саус-Никольсон, к югу от зал. Карпентария (см. рис. 56, 57). Эдесь он обычно залегает резко несогласно на метаморфических и интрузивных породах фундамента, а в местах налегания на терригенно-вулканогенные толщи Эдит-Ривер и ее аналоги отделяется от них размывом и местами значительным (до 30—60°) угловым несогласием.

Нижний рифей объединяет здесь две одновозрастные серии Тауалла и Кетерин-Ривер и вышележащую серию Мак-Артур. Серия Тауалла сложена главным образом терригенными породами — белыми и розовыми разнозернистыми кварцевыми и более редкими полевошпат-кварцевыми, глауконитовыми и железистыми песчаниками, которым подчинены конгломераты и алевролиты. Среди этих пород в 2600 м и в 4000 м от подошвы серии располагаются две пачки основных эффузивов и их туфов, чередующихся с песчаниками (360 м и 140 м). Верхняя из этих пачек подстилается глауконитовыми песчаниками (Рози-Крик или Аквариум) и перекрывается маркирующим горизонтом серых доломитов, магнезитов и доломитистых песчаников формации Вулладжаранг (до 200—220 м). В кровле серии местами появляются тела эффузивов основного и кислого состава, вмещающие микрограниты Паксдейл. Общая мощность серии достигает 6000 м.

В северо-западной части бассейна Мак-Артур аналогом серии Тауалла является серия Кетерин-Ривер (Randall, 1963; Walpole, 1962; Roberts, Plumb, 1965; McDougall et al., 1965). Их различают лишь меньшие мощности серии Кетерин-Ривер (обычно 1500—2000 м) и изменчивое количество карбонатов в ней: в западных разрезах они пропадают, а в северных образуют два горизонта, из которых один может сопоставляться с формацией Вулладжаранг, а второй ассоциируется с глауконитовыми песчаниками, лежащими ниже по разрезу.

На серии Тауалла согласно в осевой зоне бассейна Мак-Артур и с размывом на его крыльях располагается серия Мак-Артур (Smith, 1963, 1964; McDougall et al., 1965). Базальная ее формация Маллапунья сложена красноцветными, частично железистыми кварцевыми песчаниками с прослоями сидеритов и строматолитовых кремнистых пород. Выше залегает формация Амелия — толща серых, частично строматолитовых доломитов с линзами глинистых сланцев, песчаников, кремнистых пород, а местами туфов и сидеритов. Среди строматолитов, обычно образующих выдержанные биостромы, описаны *Conophyton garganicus* Kor. (Cloud, Semikhatov, 1969). Мощности этих двух формаций соответственно 250—750 и 250—1800 м, причем максимальные их значения приурочены к узкой, субмеридиональной полосе (трог Баттн), которая протягивается вдоль западного берега зал. Карпентария и далее на юг и совпадает с зоной крупного разлома.

Более высокие горизонты серии обнаруживают сильную фациальную изменчивость. В только что упомянутой зоне они представлены массивными, частично строматолитовыми доломитами с кремнями (формация Топ-Кроссинг, до 1000 м), а к западу от нее — карбонатными алевролитами и аргиллитами с прослоями плитчатых доломитов и песчаников (формация Туджамина, около 800 м). По другую сторону от трога Баттн аналогом доломитов Топ-Кроссинг считается комплекс доломитистых и кремнистых алевролитов, песчанистых доломитов, доломитовых брекчий, песчаников и подчиненных кремнистых пород (формация Лайнетт, Яалко, Люкинг-Гласс, общей мощностью 800—1000 м). Доломиты Топ-Кроссинг считаются рифовыми, а развитые к востоку и к западу от него породы — предрифовыми и зарифовыми фациями (Smith, 1964).

Верхние горизонты серии Мак-Артур сложены довольно однообразными массивными доломитами с биостромами строматолитов и изменчивым ко-

195

личеством прослоев и линз кремней (формации Иммерунга и Билленджара, до 1200 м). Суммарная мощность серии Мак-Артур быстро убывает от 3000—4200 м в троге Баттн до 100—150 и 750—1200 м соответственно к востоку и к западу от него, в области трансгрессивного залегания серии.

В северо-западной части бассейна Мак-Артур аналоги одноименной серии выделяются как серия Маунт-Ригг (Randall, 1963; McDougall et al., 1965; Walpole et al., 1968). В ее основанни с размывом на серии Кетерин-Ривер залегают красноцветные полимиктовые конгломераты и туфонесчаники Маргарет-Хилл ($320-410 \ mmmode m$), которые в восточных разрезах в верхней своей части замещаются песчаниками Бон-Крик ($75-150 \ mmmode m$) с прослоями вулканитов. Выше выделяются пестроцветные терригенно-карбонатные отложения формации Дук-Крик (до $300 \ mmmode m$) и мергели и песчаники с тонкими покровами основных эффузивов формации Бисквит-Крик ($100 \ mmmode m$). В доломитах Дук-Крик содержатся строматолиты, предположительно определявшиеся как *Inzeria tjomusi* Kryl. (Cloud, Semikhatov, 1969), но в действительности принадлежащие другому таксону (Walter, Preiss, 1972).

Описанные серии, как говорилось ранее, отделены несогласием от подстилающих эффузивных и интрузивных пород, имеющих возраст соответственно 1750-1800 и 1700-1720 млн. лет, и прорваны долеритами, К-Аг возраст которых 1160—1280 (?) млн. лет. Внутренние датировки рассмотренных серий следующие: глауконит из формаций Рози-Крик и Аквариум в верхней части серии Тауалла — 1540—1640 (K-Ar) и 1495—1605 млн. лет (Rb-Sr); валовые пробы микрогранитов Паксдейл, которые считаются гипабиссальной фацией эффузивов, венчающих разрез данной серии,-1520 млн. лет (Rb-Sr), модельный возраст свинца из доломитов Амелия серии Мак-Артур — 1560 млн. лет, глауконит из доломитов Дук-Крик в верхней части серии Маунт-Ригг — 1255 (K-Ar) и 1260 млн. лет (Rb-Šr). Сопоставимые (Carter et al., 1961; Brown et al., 1968) с серией Тауалла отложения в районе Маунт-Айза прорваны гранитами, изохронный Rb-Sr и U-Pb возраст которых соответственно 1553 и 1565 млн. лет, а U-Th-Pb датировки пиркона — 1560 млн. лет (Richards, 1966; Richards et al., 1968; Farquharson, Richards, 1970). Глауконит из серии Ропер, с размывом залегающей на серии Мак-Артур, имеет возраст 1308—1400 млн. лет (McDougall et al., 1965).

Следовательно, серии Тауалла, Мак-Артур и их аналоги принадлежат нижнему рифею. С этим выводом хорошо согласуется наличие в доломитах Амелия строматолитов *Conophyton garganicus*.

В более западных районах Северной Австралии, в окрестностях г. Дарвин, с сериями Маунт-Ригг и Мак-Артур в той или иной мере сопоставляется преимущественно терригенная серия Виктория-Ривер.

Вышележащие слои докембрия бассейна Мак-Артур, относимые к нижней части аделаиды австралийской схемы, представлены серией Ропер (Smith, 1964; Randall, 1963; Roberts, Plumb, 1965; Dunn, 1963 a, b; McDougall et al., 1965). Данная серия, с размывом налегающая на разные горизонты серии Мак-Артур, сложена пестроцветными, почти исключительно терригенными породами, среди которых преобладают слюдистые аргиллиты и алевролиты и хорошо отсортированные кварцевые песчаники. Им подчинены пласты кварц-полевошпатовых и глауконитовых песчаников, отдельные линзы известняков, доломитов и кремнисто-глинистых сланцев. Эти породы, обладающие всем набором мелководных текстур, слагают четыре выдержанных на площади ритма (см. рис. 57), каждый из которых начинается глинисто-алевролитовой толщей, а заканчивается менее мощной песчаниковой (Paine, 1963). Местами сохранившаяся вышележащая часть серии Ропер (подсерия Мейуок) отличается возрастанием количества глинисто-алевритовых пород за счет песчаников и появлением гематитовых разностей последних. Максимальная мощность серии отмечается на юге центрального сектора бассейна Мак-Артур, откуда она плавно уменьшается на запад, север и восток до 750—1000 м. Одновозрастные толщи бассейна Саус-Никольсон (серия Саус-Никольсон) достигают мощности 7000 м, лишены карбонатных пород и содержат больше глауконита.

Минимальный возрастной предел серии Ропер определяют датировки уже упоминавшихся долеритов — 1160—1280 (?) млн. лет (К-Аг, полевой шпат, пироксен). Глауконит формации Крауфорд (у кровли нижней трети серии) имеет К-Аг возраст 1145—1330 млн. лет, а Rb-Sr — 1270—1400 млн. лет. Более низкие значения возраста были получены по глаукониту из аналогов формации Крауфорд в бассейне Саус-Никольсон, из формации Маллера — 1085 (К-Аг) и 1160 (Rb-Sr) млн. лет (McDougall et al., 1965). В то же время полученные изохронным Rb-Sr методом датировки сланцев той же формации — 1510±120 млн. лет (Compston, Arriens, 1968) — завышены, так как они оказываются бо́лышими, чем возраст нижележащих свит. В свете этих данных серия Ропер может быть отнесена к нижней части среднего рифея, хотя для базальных ее слоев и не исключен нижнерифейский возраст (см. рис. 57).

На большей части Северной территории серия Ропер залегает в видимой кровле протерозоя, и только на крайнем севере, по берегам Арафурского моря и в районе г. Дарвин, появляются более молодые докембрийские толщи, отделенные несогласием от описанных пород и с несогласием перекрытые эффузивами Антрим-Плато или мезозоем. По берегам Арафурского моря эти толщи выделяют в серию Уэссел (Rix, 1965; McDougall et al., 1965). Она несогласно залегает на сериях Ропер, Кетерин-Ривер и на метаморфических образованиях фундамента, выполняя полого погружающийся к северу прогиб, наложенный на северное крыло бассейна Мак-Артур (см. рис. 56). Базальная формация серии Уэссел носит название Бекингем. Это серые и красные кварцевые и граувакковые песчаники (150 м). Выше следуют пестроцветные тонкослоистые частично карбонатные аргиллиты, алевролиты и песчаники Райвалла (до 900 м), белые кварцевые косослоистые песчаники Марчинбар (240 м) и плитчатые кварцглауконитовые и кварцевые песчаники Элко-Айленд (15 м). Глауконит последних имеет возраст 805 (K-Ar) и 790 (Rb-Sr) млн. лет, определяя докембрийский возраст всей серии в целом, хотя из ее базальных горизонтов и указывались сколитесы (McDougall et al., 1965). Учитывая эти датировки, серию Уэссел можно отнести к пограничным горизонтам верхнего и среднего рифея.

В районе г. Дарвин ей по возрасту, видимо, отвечает серия Толмер (Walpole et al., 1968), несогласно налегающая на нижний протерозой и на нижний рифей. В ее составе доминируют красноцветные песчаники и алевролиты, в верхней своей части содержащие небольшую (70—100 м) пачку вишневых глинистых доломитов Хайнд со строматолитами Inzeria tjomusi Kryl., а выше — линзы известняков и пласты аргиллитов с псевдоморфозами по кристаллам галлита. Общая мощность серии около 900 м.

Находки названных строматолитов подтверждают как литологические сопоставления серий Толмер и Уэссел, так и принадлежность последних к пограничным слоям среднего и верхнего рифея. В рассмотренных ранее разрезах района Кимберли им отвечают близкие по составу серии Глидден и Карр-Бойд.

Относящаяся к более глубоким слоям среднего рифея серия Ропер, видимо, не имеет своих аналогов в районе Кимберли; здесь ей, очевидно, отвечает перерыв, отделяющий серию Глидден и ее аналоги от нижнерифейских песчаников Маунт-Паркер и доломитов Бангл-Бангл. Эти две последние формации по составу и стратиграфическому положению находят своих аналогов в сериях Тауалла и Мак-Артур (см. рис. 57).

Еще более редуцированный разрез рифея вскрывается в районе Пильбара, к югу от области выходов ранее описанных отложений наллагайния (см. рис. 54). Здесь в составе рифея выделяются две серии — локально развитая Бреснахен (Маунт-Минни) и чрезвычайно широко распространенная Бангемалл, слагающая горизонтальный чехол, который разделяет ранний докембрий щита Йилгарн и блока Пильбара. Серия Бреснахен и отвечающая ей в северо-западной части района серия Маунт-Минни (Daniels, 1966b, 1968, 1970; McLeed, 1966) налегает с угловым несогласием на различные горизонты надсерии Маунт-Брюс и на архейские гранитоиды. В сложении серии господствуют светло-серые и красноватые кварцевые и подчиненные им полевошпат-кварцевые косослоистые песчаники с прослоями и пачками глауконитовых песчаников, алевролитов и конгломератов. Последние наиболее обычны в основании серии, где иногда представлены валунными разностями. Мощность серии Маунт-Минни составляет примерно 1400 м, серии Бреснахен — несколько тысяч метров.

Серия Бангемалл (De la Hunty, 1963; Daniels, 1966a, b, 1968, 1970; Mac-Leed, 1966) ложится на все более древние породы района вплоть до архея щита Йилгарн. В северных разрезах в ее основании залегает формация Иррегула, ныне расчленяемая на ряд более дробных единиц (Daniels, 1966а, 1970). Ее разрез открывается изменчивой по мощности (1-330 м) и по составу конгломерато-песчаной толщей, местами содержащей прослои доломитов, а выше следуют серые и розовые, частично строматолитовые доломиты (650—700 м) с прослоями терригенных пород, заключающие Conophyton garganicus Kor., Baicalia carpicornia (Walter, Preiss, 1972). Эти породы выше сменяют более или менее выдержанный алевролит-песчаниковый горизонт и вышележащая терригенная толща, содержащая изменчивое количество доломитов (см. рис. 57). Далее следует второй подобный же ритм, но в верхнем его члене количество карбонатных пород весь-Ма непостоянно: они отсутствуют на востоке и слагают несколько горизонтов на западе, где мощность данной толщи значительно возрастает. Венчает разрез серии формация Курабука — кварцевые песчаники и алевролиты (до 300 м). В северо-восточных разрезах серии Бангемалл карбонатные породы исчезают из ее состава, а среди терригенных появляются браунитсодержащие разности, представляющие большой промышленный интерес.

Данные для суждения о возрасте серии дают упоминавшиеся строматолиты и датировка 1080 млн. лет, полученная изохронным Rb-Sr методом по породам в нескольких сотнях метров выше находок конофитонов и байкалий (Compston, Arriens, 1968; Glaessner et al., 1969). Используя эти данные и литологический критерий, серию Бангемалл можно сопоставить с сериями Карр-Бойд и Глидден и вместе с ними отнести к верхам среднего и к низам верхнего рифея. Для серии Бреснахен района Пильбара прямых данных о возрасте нет, но ее стратиграфическое положение и состав наводят на сопоставления с нижнерифейскими толщами более северных районов (см. рис. 57).

Южная Австралия

С иным типом разреза рифея мы встречаемся на юге Австралии, в пределах байкальской складчатой системы Аделанды (рис. 58). Последняя представляет собой широкий (до 200—250 км) субмеридионально вытянутый на 650—700 км пояс, который расположен между приподнятым краем Австралийской платформы на западе (платформа Голер) и цепью поднятий, сложенных кристаллическими породами, на востоке.

По восточной окраине платформы Голер, на так называемом шельфе Стюарт, с небольшим угловым несогласием на описанной выше серии Мунаби и резко несогласно на более древних кристаллических породах залегает серия Коранна, которая накапливалась в отдельных грабенах. Она сложена красноцветными валунными и разногалечниковыми конгломератами с гальками порфиров Мунаби и железистых кварцитов, а также песчаниками, более редкими туфами, глинистыми сланцами и доломитами общей мощностью до 700 м (Thomson, 1966, 1969b). На этих породах, часРис. 58. Схема геологического строения Южной Австралии, по Томсону (Thomson, 1966)

1 — нижний докембрий — фундамент платформы Голер и геосинклинали Аделаида;

2 — верхний докембрий (аделаида) в кембрий — платформенный чехол;

з — верхний доксмбрий (аделаида) — складчатый комплекс геосинклинали Аделаида;

4 — нижний палеозой трога Катманту



тично замещая их по простиранию, и на более древних комплексах залегают кислые (липаритовые) эффузивы Голер-Рейндж, которые широко распространены на севере платформы Голер. Пять определений их Rb-Sr возраста легли на изохрону 1535 млн. лет, а одно показало 1480 млн. лет. Иллит из цемента конгломератов Коранна имеет Rb-Sr возраст 1510— 1540 млн. лет, а валовые пробы — 1560 млн. лет (Compston, Arreins, 1968). Граниты, прорывающие данные отложения, но не приходящие в контакт с более молодыми сериями, имеют Rb-Sr возраст 1320 млн. лет (Compston et al., 1966). Эти данные говорят, что накопление серии Коранна происходило около 1500—1560 млн. лет назад, примерно в середине раннего рифея.

Граниты того же возраста устанавливаются в пределах зоны поднятий, ограничивающих пояс Аделаиды с востока. Эти поднятия сложены метаморфическими образованиями комплексов Маунт-Пейнтер, Виллиама и Хоутон. Наиболее молодыми прорывающими их интрузиями являются пегматиты и граниты Мунди-Мунди массива Брокен-Хилл. Их Rb-Sr возраст 1560 и 1520 млн. лет (соответственно минералы и валовые пробы; Pidgeon, 1967). Давидит из «древних» гранитов массива Брокен-Хилл имеет возраст 1540—1660 млн. лет, а изохронные Rb-Sr датировки этих гранитов — 1540 млн. лет, вмещающих гнейсов комплекса Виллиама — 1640, 1660 и 1700 млн. лет (Pidgeon, 1967; Compston, Arriens, 1968). K-Ar и Rb-Sr определения возраста слюд перечисленных объектов группируются около значений 530—560 и 1350—1400 млн. лет (Binns, Miller, 1963; Richards, Pidgeon, 1963). Видимо, одну из этих эпох омоложения отражает также Rb-Sr датировка микроклина из гранитов рапакиви района Маунт-Пейнтер, показавшая 1410 млн. лет. Определенный тем же методом возраст полевого шпата комплекса Маунт-Пейнтер — 1900 млн. лет (Compston et al., 1966; Compston, Arriens, 1968).

Суммируя имеющиеся данные, В. Компстон и П. Эрриенс отмечают, что «главный период формирования фундамента в этих областях был около 1700 млн. лет назад и что пегматиты и граниты внедрялись позднее, примерно между 1500 и 1550 млн. лет назад» (Compston, Arriens, 1968,





Рис. 59. Схема расчленения надсерии Аделанда, по Томсону (Thomson, 1969а)

Рис. 60. Область осадконакопления и схема строения нижней части слоев Колланна, по Томсону (Thomson, 1969а)

I — взвестные области осадконакопления. Цифры вікружках: 1— Бекки-Пойнт; 2— Рупена: 3— Денат-Крик; 4— Вултана; Т 5 хребет · Пик-Денисон. Буквы в кружках — формации: А— Перелана; Б — Вивиана; В — Вултана; Г — Хьюманити-Сит; Д — Дафф-Крик; Е — Рупена

Условные обозначения к схемам строения серий на рис. 60-63: 1 — полевошпатовые кварциты и кварциты; 2 - полевошпат-кварцевые песчаники; 3 — алевролиты, песчаники, кварциты, редкие доломиты и эффузивы; 4 - песчаники с прослоями и линзами конгломератов, гравелитов и алевролитов; 5 — песчанистые алевролиты, алевролиты с прослоями песчаников; 6 - пестроцветные алевролиты. аргиллиты и глинистые сланцы; 7 — аргиллиты, глинистые сланцы; 8 — алевролиты, подчиненные песчаники и сланцы; 9 - доломиты; 10 — известняки; 11 — песчанистые и брекчированные известняки; 12 — тиллиты; 13 — основные вулканиты; 14 — красноцветные доломиты и глинистые сланцы; 15 — железистые породы



стр. 578). К такому же выводу приходят и другие геологи, подчеркивающие, что внедрение гранитов с возрастом порядка 1560 млн. лет произошло позднее главной стадии регионального метаморфизма комплекса Виллиама (Pidgeon, 1967; Vernon, 1969; Talbot, 1967).

На все рассмотренные образования, за исключением серии Кораниа и прорывающих ее гранитов, несогласно налегает надсерия Аделаида — ярчайший представитель австралийского верхнего докембрия, послужившая типом для выделения одноименной «системы». В составе последней были обособлены три хроностратиграфические единицы (series), для которых предполагалось планетарное значение, — Марино, Стерт и Торренс (Mawson, Sprigg, 1950; Sprigg, 1952). Позднее объем «системы» был увеличен за счет включения в нее четвертого, более древнего подразделения — серии Вилур. Развитие исследований привело Б. Томсона с соавторами (Thomson et al., 1964) к выводу о необходимости иной группировки толщ в более крупные подразделения и установления в Аделаиде литостратиграфических единиц (groups). Эти единицы, отвечающие в русской терминологии сериям, получили название Колланна (слои), Барра, Амберетана и Уилпина, и на их основе ныне проводится все расчленение надсерии Аделаиды. Соотношения объемов старых подразделений, сохраняемых в качестве хроностратиграфических единиц, и новых литостратиграфических подразделений отражены на рис. 59.

Слои Колланна среди прочих членов надсерии пользуются наименьшим распространением, отражая начальную стадию развития прогиба Аделаиды (рис. 60). Они залегают резко несогласно на метаморфическом комплексе Маунт-Пейнтер в одноименном районе и выступают в ядрах диапировых структур среди более молодых осадочных пород (Thomson et al., 1964; Brown et al., 1968; Thomson, 1969а). В основании серии в названном районе залегают серые и розовые полевошпатовые кварциты Перелана (до 1300 м), а выше выделяются кристаллические доломиты с телами амфиболитов (формация Вивиана, до 120 м), мощная (до 700 м) толща вулканитов Вултана, представленная метаэффузивами базальтового и андезитового состава, и краснодветные песчаники Хьюманити-Сит (до 2000 м), послойно обогащенные тяжелыми минералами и содержащие прослои аргиллитов с псевдоморфозами по кристаллам каменной соли. Эти толщи принадлежат нижней части слоев Колланна и в верхних своих горизонтах в северо-восточных разрезах, видимо, замещаются значительной карбонатно-терригенной толщей (формация Дафф-Крик), заключающей основные вулканиты и гипабиссальные тела.

Верхняя часть слоев Колланна в районе Маунт-Пейнтер предваряется перерывом. Она сложена значительной (более 2000 м) песчано-сланцевой толщей с прослоями доломитов, которая налегает на разные горизонты подстилающих слоев.

По направлению к югу и юго-западу мощность слоев Колланна сокращается (см. рис. 60), и на шельфе Стюарт к ним относят небольшую (около 70 м) пачку конгломератов, песчаников и алевролитов, налегающую на нее пачку основных лав Рупена (90—100 м), которую коррелируют с лавами Вултана, и красноцветные кварц-полевошпатовые песчаники Пандарра (Thomson, 1966, 1969a, b; Compston et al., 1966).

Вышележащая серия Барра в осевой зоне прогиба Аделаиды сменяет слои Колланна постепенно, а по его краям налегает на эти слои несогласно или переходит прямо на фундамент, отражая значительное расширение бассейна седиментации (Glaessner, Parkin, 1958; Thomson et al., 1964; Thomson, 1966, 1969а). В общем, серия расчленяется на пять толщ (рис. 61), в разных районах выделяемых под различными наименованиями (снизу вверх):

- 1. Красно- и сероцветные полевошпат-кварцевые песчаники и гравелиты, послойно обогащенные тяжелыми минералами и содержащие линзы конгломератов, а местами также горизонты железистых песчаников и гематитовых сланцев (формации Райпи, Олдгейт, Еднелю, Коплей, Витчилина и др.). Их мощности меняются от 1000—1500 и даже 1900 м в осевой зоне прогиба до нескольких десятков метров на его крыльях, где в сложении толщ возрастает роль грубообломочных пород.
- Палевые и серые, обычно строматолитовые доломиты, содержащие прослои и пачки черных и красных аргиллитов и редких алевролитов, которые тяготеют к основанию или кровле толщи либо раскли-



Рис. 61. Область осадконакопления и схема строения верхней части слоев Колланна, серии Ривер-Уейкфилд и серии Барра, по Томсону (Thomson, 1969а)

I, II — известные области осадконакопления: I — серии Барра, II — серии Ривер-Уейкфилд и верхней части слоев Колланна. Цифры в кружках:

 шельф Стюарт; 2 — хр. Лофти;
 Оррору; 4 — Маунт-Пейнтер;
 Слари. Буквы в кружках:
 А — серия Ривер-Уейкфилд; Б верхняя часть слоев Колланна;
 В — Пандарра; Г — Райни; Д — Олдгейт; Е — доломит Скиллогали;
 Ж — кварциты Андалья; И кварциты Стонифилд; К — формация Седдельворт; Л — доломиты Аубури; М — подсерия Белвйр;
 Н —кварциты Венопа

Условные обозначения к схеме строения см. на рис. 60



нивают ее на серию обособленных пачек (формация Скиллогали и ее аналоги, от 300—400 до 600—800 м, а местами и более). Доломиты обычно содержат магнезит и по простиранию переходят в магнезитоносные брекчии. Строматолиты данной толщи представлены эндемичной формой группы Baicalia и Conophyton garganicus Kor., найденным в диапировой брекчии (Glaessner et al., 1969; Walter Preiss, 1972). Ознакомление с типичными образцами упомянутых байкалий показывает, что они близки к развитым в лахандинской ассоциации в СССР.

- 3. Пачка светло-серых мелкозернистых кварцевых сливных песчаников и местами граувакк Стонифилд, Андалья или Вулиш-Флат (до 350 м), наиболее четко обособленная в юго-восточных районах.
- 4. Темные глинистые доломиты, содержащие пачки и прослои карбонатных алевролитов, аргиллитов и редких песчаников (формация Аубурн, около 1000—1500 м), которые к востоку и северо-востоку замещаются зеленовато-серыми известковистыми алевролитами, выделяемыми как формация Седдельворт (500—1500 м).
- 5. В кровлю разреза серин Барра ныне помещают отложения Белэйр (Thomson, 1969а), ранее относившиеся к серин Стерт (Mawson, Sprigg, 1950; Glaessner, Parkin, 1958) или серин Амберетана (Thomson et al., 1964). Это кварц-полевошпатовые и кварцевые песчаники, чередующиеся с тонкослоистыми алевролитами и содержащие отдельные пласты доломитов. Мощность этих отложений, несогласно перекрытых ледниковым комплексом серин Амберетана, составляет 1000—1500 м.

Рис. 62. Область ледникового осадконакопления и схема строения серии Амберетана, по Томсону (Thomson, 1969a) I — III — известные области ·осадковакопления: I — подсерии Ерилина (раннее Марино), II --Юднаматана (ранний подсерии Стерт), III - железистых песчаников Холовиллена. Буквы в кружках: А - слов Колланна; Бсерия Барра; В - тиллиты Стерт; Г -- тиллиты Аппила; Д -- железистые песчаники Холовилена: Е - формация Фиттон; Ж - формация Болла-Боллена; И - формация Линдхурст; К — формация Типлей-Хилл; Л — формация Амберуна; М - известняки Брайтон; Н — известняки Этина; О — сланцы Таркови; П — сланцы Энорама; Р-подсерия Виллохра; С-подсерия Ерилина;Т-формация Элатина Условные обозначения к схеме строения см. на рис. 60





Суммарная мощность серии Барра в осевой зоне прогиба Аделаиды превышает 5000—6000 *м* и сокращается к восточному борту структуры до 500—600 *м*, а затем и до нуля. На шельфе Стюарт с серией Барра может быть сопоставлена только маломощная (120 *м*) пачка красноцветных полевошпат-кварцевых песчаников и конгломератов (см. рис. 61).

Серия Амберетана охватывает мощную (до 7000 м), почти исключительно терригенную толщу, в основании и в кровле которой залегают тиллиты. Область ее развития и зона максимальных мощностей сдвинуты к востоку относительно таковых более древних серий Аделаиды. Поэтому на поднятиях Маунт-Пейнтер и Брокен-Хилл она выходит прямо на фундамент (рис. 62), а западнее, хотя и налегает на серию Барра, но отделяется от нее несогласием. На шельфе Стюарт серия Амберетана неизвестна. Базальная ее часть выделяется как нижний ледниковый комплекс или подсерия Юдваматана. В восточной полосе выходов она начинается тиллитами Библиендо, или Фиттон, обогащенными мегакластами гранитов и содержащими прослои песчано-глинистых, обычно очень тонкослоистых нород. Выше, в составе верхов формации Фиттон, залегают тонкослоистые доломитистые алевролиты и аргиллиты, заключающие рассеянные валуны и гальки. Мощность формации 3000—3500 м.

Более молодые слои представляет формация Болла-Боллена, или Годж, частично замещающая собою подстилающие алевролит-аргиллитовые породы. Эта формация вновь представлена тиллитами (до 2300 м), содержащими большое разнообразие эрратических валунов и галек, которые по разрезу и по простиранию замещаются глинисто-алевролитовой формацией Линдхурст. В более западных районах прогиба Аделаиды, где мощность подсерии сокращается, в ее сложении преобладают тиллиты, обычно содержащие песчано-глинистую пачку в своей средней части. В северных выходах среди тиллитов залегают покровы основных лав (Brown et al., 1968). Этот ледниковый горизонт широко известен в литературе под названием стертовского. Доводами в пользу ледникового генезиса его пород служат находки штрихованных галек, ледниковой мостовой (Miriams, 1964), экзотический состав обломков, тесная ассоциация с тонкослоистыми алеврит-глинистыми породами, трактуемыми как варвы⁴, и наличие среди последних плавающих валунов и галек.

Средняя часть серии Амберетана (подсерия Ферина) лишена тиллитов. В ее основании выделяется формация Теплей-Хилл (около 1000— 1700 м) — очень тонкослоистые (0,5—1,0 мм) серые и зеленовато-серые аргиллиты и алевролиты, заключающие линзы конгломератов и редкие рассеянные валуны. Эти породы в нижней части, как правило, бескарбонатны, в основании пиритизированы, углисты, а в верхней обычно в той или иной мере карбонатны и содержат линзы и отдельные пачки известняков. В одной из таких пачек, в известняках Брайтон (20 м), которые к старой схеме считались верхним членом серии Стерт (Mawson, Sprigg, 1950; Glaessner, Parkin, 1958), содержатся строматолиты Katavia sp., Inzeria sp., Boxonia merlosa Preiss, а в диапировой брекчии пород формации Теплей-Хилл (?) найден Gymnosolen sp. (Glaessner et al., 1969; Preiss, 1972).

Вышележащие горизонты подсерии в восточных ее выходах представлены тонкослоистыми песчано-глинистыми осадками формаций Амберуна, Таркови или Янканина и венчающими ее разрез зелеными аргиллитами Энорама общей мощностью 1500—2000 м. В западном направлении эти отложения замещаются (Horwitz, 1962; Thomson et al., 1964; Thomson, 1969а) терригенно-карбонатными пачками, а затем толщей пестроцветных аркозовых песчаников, алевролитов, аргиллитов и подчиненных им строматолитовых известняков, ранее включавшейся в состав серии Марино, а теперь выделяющейся как «подсерия» Виллохра.

Еще более резкие фациальные изменения с востока на запад претерпевают наиболее молодые горизонты серии Амберетана. В восточных фациях они представлены 120—140-метровым горизонтом тиллитов, подстилаемым и покрываемым грубыми аркозовыми и кварцевыми песчаниками с рассеянными гальками кристаллических пород (подсерия Ерилина). В западных разрезах этим породам соответствуют красноцветные кварц-полевошпатовые песчаники и алевролиты формации Элатина (до 270 м), содержащие рассеянные гальки со следами ледниковой обработки, а далее на запад — замещающие эту формацию алевролиты верхней части серии Вилохра.

Серия Уилпина, венчающая разрез Аделаиды, распространена как в складчатой области, где выполняет крупные отрицательные структуры, так и на смежной части шельфа Стюарт (рис. 63). Она начинается мощной (до 2000—2500 м) толщей алевролитов и аргиллитов, которая в основании имеет маркирующий пласт доломитов и красных аргиллитов (формация Наккелина, около 75 м), а несколько выше середины заключает вы-

¹ В книге Н. А. Богданова (1967) эти слоистые (laminated) породы описываются как «ламинаритовые», а варвы — как «сланцы Варвед» (стр. 19—21, рис. 3).

Рис. 63. Область осадконакопления и схема строения серии Уилпина, по Томсону (Thomson, 1969а)

I. II - известные области осадконакопления: I — верхней части серии (от формации Банеру до кварцитов Паунд), 11 -- нижней части серин; ІІІ -- вероятные границы области осадконакопления. Цифры в кружках: 1 — шельф Стюарт; 2 — Кульпара; 3 — Оррору; 4 — Парахильна; 5 северная часть хр. Флиндерс. Буквы в кружках: А - формация Наккелина; Б — формация Тент-Хилл; В — формация Брачина; Г — алевролиты Улупа; Д -- кварциты Эй-Би-Си-Рейндж; Е - формация Банеру; Ж - формация Вонока; И кварциты Паунд



Условные обозначения к схеме строения см. на рис. 60

1500

3000

4500



Выше в составе серии Уилпина залегают формация Вонока (до 400— 600 м), представленная карбонатными аргиллитами и плитчатыми доломитовыми известняками с довольно обильными следами подводных оползней, а затем кварциты Паунд, широко известные по заключенным в них отпечаткам бесскелетной эдиакарской фауны (Glaessner, 1964, 1971; и др.). Кварциты Паунд представляют собой толщу полевошпат-кварцевых и кварцевых, косослоистых песчаников, которые местами переходят в гравелиты. В нижней части породы окрашены в красные тона, а в верхней, где среди песчаников появляются глинистые прослои, в светло-серые. Мощность толщи обычно колеблется в пределах 100—800 м (в стратотипе 813 м), но иногда достигает 3000 м (Glaessner, Parkin, 1958; Thomson et al.., 1964; Thomson, 1969a).

Находки эдиакарской фауны, известные на севере прогиба Аделаиды, в районе Эдиакары, приурочены к нижней части верхней пачки кварцитов Паунд и происходят из фаций полузамкнутых пересыхающих заливов, представленных тонкозернистыми песчаниками и алевролитами (Goldring, Curnow, 1967).

На разных горизонтах песчаников Паунд с размывом (Daily, Forbes, 1969: Thomson, 1969a) залегают палеонтологически охарактеризованные слои кембрия. в нижней своей части представленные вероятными аналогами томмотского яруса (Розанов и др., 1969). Следовательно, вся надсерия Аделаиды общей мощностью до 13-15 км заключена, с одной стороны. между подошвой кембрия, а с другой — серией Коранна и поздними гранитами района Брокен-Хилл, имеющими возраст 1500-1550 млн. лет. Для лав Вултана изохронным Rb-Sr методом определен возраст 850±50 млн. лет, однако эту цифру можно рассматривать только как определяющую минимальный предел возраста (Compston et al., 1966), так как проанализированные образды содержат вторичные минералы, а индивидуальные их датировки колеблются в широких пределах. Более надежные данные получены тем же методом по наплитным аналогам Вултаны — лавам Рупена: 1345±30 млн. лет. Rb-Sr датировки валовых проб глинистых пород надсерии, показавшие для слоев Колланна 950, а для серии Барра 600 млн. лет (Compston et al., 1966), дают только минимальный возрастной предел этих подразделений, так как все образцы обнаруживают явное перераспределение изотопов под влиянием палеозойского метаморфизма (Compston, Arriens, 1968). По всей вероятности, с этим же этапом метаморфизма связано появление относительно «молодой» (867±32 млн. лет) изохронной Rb-Sr датировки кристаллических пород в одном из выступов доаделаидского фундамента (Cooper, Compston, 1971); по устному сообщению М. Уолтера, датированные породы не имеют контактов с отложениями надсерии Алелаиды.

Строматолиты нижней части серии Барра являются среднерифейскими, видимо лахандинскими, тогда как в средней части серии Амберетана встречены верхнерифейские строматолиты. С другой стороны, тиллиты подсерии Юднаматана в австралийской литературе коррелируются с тиллитами оледенения Мунлайт-Велли на северо-западе и с тиллитами Арейонга в центре материка (Dunn et al., 1971), имеющими возраст порядка 750 млн. лет.

Опираясь на эти данные, вслед за рядом австралийских геологов (Glaessner et al., 1969; Walter, Preiss, 1972), слои Колланна и нижнюю часть серии Барра можно отнести к среднему рифею, а верхнюю часть серии Барра, серии Амберетана и Уилпина — к верхнему и терминальному рифею. Граница этих двух последних фитем может быть намечена в верхних горизонтах серии Амберетана, ниже тиллитов Ерилина. Возраст последних по сопоставлениям с тиллитами Эган определяется примерно в 650 млн. лет (Dunn et al., 1971).

Центральная Австралия

Своеобразный тип австралийского рифея вскрывается в прогибе Амадеус — широтной структуре, выполненной складчатыми толщами верхней части рифея и кембрия. Она обрамляется с юга и с севера выходами кристаллических пород в поднятиях Масгрейв и Эранта (см. рис. 53). Среди этих пород широко развиты образования гранулитовой фации, что служило основанием для отнесения всего метаморфического комплекса названных поднятий к архею. Для комплекса Эранта это подтверждается несогласным налеганием на него метаосадочных толщ наллагайния, сопоставимых с развитыми в геосинклинали Пайн-Крик (Brown et al., 1968) и древними значениями Rb-Sr возраста: 2900 (валовая проба и полевой шпат) и 2250 млн. лет (валовая проба). Слюды из первого образца имеют Rb-Sr возраст 1280 млн. лет (Rb-Sr метод, Forman et al., 1967), а из второго «предполагают перераспределение изотопов около 1130 млн. лет назад» (Compston, Arriens, 1968). Граниты, которые прорывают метаморфический фундамент и налегающий на него наллагайний, датируются по слюдам и полевым шпатам 1690—1840 (Rb-Sr) и 1475—1520 (K-Ar) млн. лет (Вильсон и др., 1963; Compston, Arriens, 1968). В отличие от этого для гнейсов гранулитовой и амфболитовой фаций поднятия Масгрейв изохронным Rb-Sr методом определен гораздо меньший возраст – 1380 млн. лет, а прорывающих их гранитов — 1130 млн. лет (Compston, Arriens, 1968; Arriens, Lambert, 1969).

Осадочные толщи бассейна Амадеус обычно отделены от метаморфического комплекса резким угловым несогласием и только в юго-западной части бассейна, в области развития надвигов, где осадочные породы подвержены динамометаморфизму, а направление их слоистости совпадает с направлением сланцеватости подстилающих метаморфитов, это несогласие оказывается затушеванным (Forman, 1966).

Стратиграфия бассейна Амадеус в настоящее время изучена хорошо (Wells et al., 1966, 1967; Ranford et al., 1965; Forman et al., 1967; Forman, 1966; Stewart, 1967; Shaw, 1968; Quinlan, Forman, 1968; Cook, 1968); краткая сводка данных сделана А. Уэллсом с соавторами (Wells et al., 1970). В основании разреза на северном крыле бассейна залегают кварциты Хевитри — желтовато-серые и белые среднезернистые кварцевые песчаники, содержащие прослои и пачки алевролитов, аргиллитов, а в основании — и конгломератов. Мощность толщи возрастает в глубь бассейна от 200—250 до 450 м. На его южном крыле аналогичные, но местами метаморфизованные породы выделяются как кварциты Дин (около 600— 1000 м).

По западной центриклинали бассейна эти кварциты согласно или с размывом налегают на основные и более редкие кислые эффузивы Маунт-Харрис или Блудс-Рейндж, которые отделены резким несогласием от фундамента. Rb-Sr возраст валовых проб сопоставляемых с этими эффузивами вулканитов Толу — 1060 млн. лет, а наиболее молодых гранитов района — 1150—1190 млн. лет (Compston, Nesbitt, 1967). Согласно Д. Форману (Forman, 1966), эти граниты активно воздействуют на кварциты Дин, но А. Уэллс и др. (Wells et al., 1970) при обобщении всего материала пришли к выводу, что граниты знаменуют заключительные моменты формирования фундамента и что осадочные толщи бассейна Амадеус отделены от них несогласием. Повышенный метаморфизм кварцитов Дин А. Уэллс и его соавторы связывают с событиями, происходившими во время складчатости, охватившей докембрий и кембрий рассматриваемого района.

Изложенные данные показывают, что осадочные толщи прогиба Амадеус, несомненно, моложе 1380 млн. лет (возраст гранулитового метаморфизма в блоке Масгрейв) и скорее всего моложе 1150—1190 млн. лет. Можно думать, что вулканогенные толщи с возрастом около 1050 млн. лет знаменуют начальные стадии развития этой структуры.

Выше рассмотренных кварцитов, связываясь с ними постепенными переходами, располагается терригенно-карбонатная толща, известная как формация Биттер-Спрингс (север и центр бассейна, от 450 до 900 м), или слои Пиниинна (южные разрезы, около 500 м). Нижняя часть формации Биттер-Спрингс сложена пестроцветными алевролитами, аргиллитами и доломитами с редкими пластами гипса, а верхняя представлена желтыми, розовыми и серыми, иногда брекчированными доломитами с прослоями известняков, кремней, редких терригенных пород, а иногда и основных эффузивов. Ее аргиллиты заключают псевдоморфозы по каменной соли и гипсу, а в скважинах в составе формации указываются соле- и гипсоносные породы (Wells et al., 1967, 1970). В карбонатных породах формации содержатся строматолиты. Внизу это редкие Tungussia, а вверху обильные Inzeria cf. tjomusi Kryl., In. intia Walt., Jurusania alicia Cloud et Semikh., J. nisvensis Raab., Kotuicania juvenis Cloud et Semikh., Minjaria pontifera Walt., Boxonia pertaknurra Walt., Linella avis Kryl. и ряд эндемичных групп (Glaessner et al., 1969; Cloud, Semikhatov, 1969; Walter, Preiss, 1972).

В кремнях верхней части формации описан наиболее богатый из известных ныне комплексов докембрийских водорослей (Schopf, 1968). Стратиграфически выше — согласно на южном крыле бассейна и с размывом и местами с несогласиями на северном — залегает терригенная тиллитоносная толща, известная как формация Арейонга (северные и отчасти центральные разрезы), слои Ининдиа (южные разрезы), или формация Карнеги (юго-западные разрезы). В сложении слоев Ининдиа преобладают песчанистые или глинистые тонкослоистые алевролиты и крупнозернистые полевошпат-кварцевые песчаники, обычно с каолинитом в цементе. Им подчинены аргиллиты, глауконитовые песчаники, доломиты, пестрые кремни, а в нижней части — невыдержанный горизонт тиллитов (5—30 м), содержащих утюгообразные, иногда штрихованные гальки и валуны. Мощность слоев Ининдиа на юге бассейна Амадеус достигает 2300 м; на восток и север она сокращается, что сопровождается выклиниванием тиллитов и увеличением относительного количества тонкообломочных пород. В крайних юго-западных разрезах аналогом слоев Ипиндиа считаются красноцветные песчаники и алевролиты формации Карнеги.

Общий набор пород в формации Арейонга (60-200 *м* в центре прогиба и обычно около 200-300 *м* на его северном крыле) остается таким же, как в слоях Ининдиа, но относительная роль тиллитов возрастает и они образуют довольно выдержанный горизонт, тяготеющий к нижней части формации. Местами он может исчезать, выклиниваясь или замещаясь грубыми песчаниками и алевролитами, а в некоторых случаях — и песчанистыми доломитами с кремнями (Wells et al., 1967). В составе мегакластов тиллитов содержатся осадочные породы, а также гнейсы и граниты фундамента, количество которых возрастает к востоку; некоторые обломки несут на себе ледниковую штриховку.

Более молодые слои, отделенные несогласием от подстилающих, представляют слои Уинолл на юге и в центре бассейна и формация Пертататака в его северной части. Слои Уиннолл, местами залегающие прямо на формации Биттер-Спрингс, сложены пестроцветными тонкослоистыми алевролитами и косослоистыми, нередко грубыми полевошпат-кварцевыми песчаниками с прослоями конгломератов. Мощность этих отложений убывает к приосевой зоне прогиба от 2500 до 600 м. Формация Пертататака (600-1800 м) при общем сходстве состава с только что описанной отличается возрастанием относительного количества глинистых сланцев и алевролитов и появлением в восточных, наиболее мощных, разрезах у кровли и у основания прослоев карбонатных пород, а в средней части невыдержанного горизонта тиллоидов с мегакластами размером до 3 м (пачка Олимпик). В доломитах в нижней части формации содержатся строматолиты Tungussia sp. (Glaessner et al., 1969).

Рассмотренные отложения в северных своих выходах согласно, а южнее с размывом и угловым несогласием перекрываются терригенно-карбонатной серией Пертауррта, в австралийской литературе обычно относимой к кембрию. Ее базальные горизонты на северном крыле бассейна Амадсус представлены формацией Арамбера (80—680 м), объединяющей два ритма. Каждый ритм начинается пачкой красноцветных слюдистых, а иногда и глауконитовых алевролитов, аргиллитов и более редких песчаников с отдельными линзами доломитов, а заканчивается красноцветными песчаниковыми пачками. В базальных горизонтах формации содержатся отпечатки эдиакарских Rangea arborea и R. cf. longa, а в средних — следы ползанья и сколитесы (Wells et al., 1967; Shaw, 1968; Glaessner et al., 1969). В основании вышележащих доломитов известны археоциаты и брахиопода Micromitra etheridgei, которая в прогибе Аделаиды содержится в средних горизонтах нижнего кембрия (Розанов и др., 1969).

Исходя из всего сказанного делается весьма правдоподобный вывод о докембрийском, юдомском, возрасте всей или только нижней части формации Арамбера. Для нижележащей формации Пертататака имеются четыре определения Rb-Sr возраста: иллит — 750 млн. лет (Forman et al., 1967), аргиллиты из различных горизонтов — 790 млн. лет (изохронный; Compston,



Рис. 64. Схема соотношений главных литостратиграфических комплексов протерозоя Австралии Условные обозначения см. на рис. 25

Arriens, 1968), 760 и 820 млн. лет (Wells et al., 1967), а для аргиллитов Арейонга — одно — 750 млн. лет (Dunn et al., 1966). Эти данные, казалось бы, определяют возраст ледниковых отложений прогиба Амадеус как блязкий к 800 млн. лет, но, по геологическим данным, они коррелируются с более полно датированным ледниковым комплексом Мунлайт-Велли в районе Кимберли, имеющим, как мы видели, возраст около 750 млн. лет.

Комплекс строматолитов верхней толщи формации Биттер-Спрингс определяет ее принадлежность к верхнему рифею (видимо, к базальной части последнего), а датировки эффузивов Толлу и гранитов в блоке Масгрейв, а также сопоставления с надсерией Аделаида (Thomson, 1969а) говорят о позднем среднерифейском возрасте кварцитов Хевитри и их аналогов. Rb-Sr датировка сланцев из основания формации Биттер-Спрингс, показавшая 1170 млн. лет, видимо, завышена, ибо она лежит за максимальным возрастным пределом толщи. Приведенные радиогеохронологические и палеонтологические данные, а так же сравнение горизонтов тиллитов определяют сопоставление только что описанного разреза с более полным разрезом Аделаиды (см. рис. 3, 64).

Из изложенного следует, что в Южной и Центральной Австралии нижнерифейские отложения отсутствуют, если не считать локально развитой серии Коранна. Формирование рифейских толщ на заметных территориях здесь началось только с накопления слоев Коллана, которые принадлежат нижней части среднего рифея и не выходят за пределы прогиба Аделаиды (см. рис. 60). Более широким распространением в рассматриваемой области пользуется вышележащий терригенно-карбонатный комплекс, принадлежащий пограничным горизонтам среднего и верхнего рифея (серия Барра на юге и формации Толу, Хевитри и Биттер-Спрингс в центре материка). Более молодые толщи (серии Амберетана и Уилпина и одновозрастные им формации Арейонга, Пертататака и Арамбера), охватывающие верхние горизонты верхнего рифея и терминальный рифей, как в прогибе Аделанды (Thomson, 1969а), так и в бассейне Амадеус (Wells et al., 1970) предваряются заметной историко-геологической границей. Эта граница связана с определенной перестройкой внутреннего плана названных структур и дальнейшим расширением области осадконакопления в Южной и Центральной Австралии (см. рис. 60-63). По наличию в своем основании и в средней части тиллитов рассматриваемые толщи прекрасно коррелируются с одновозрастными отложениями Северо-Западной Австралии — с сериями Кунианди, Луиза-Даунс и их аналогами (Wells et al., 1970; Dunn et al., 1971).

Отсутствие нижнего рифея и полное развитие более высоких горизонтов верхнего докембрия, обычно тесно связанных между собой, создают отличие южного типа австралийского докембрия от северного и сближают первый из них с развитым на востоке Азии.

СИНТЕЗ ДАННЫХ ПО ПРОТЕРОЗОЮ АВСТРАЛИИ

Изложенные данные служат обоснованием предлагаемой схемы сопоставления опорных разрезов протерозоя Австралии (рис. 64), которая является дальнейшим развитием и уточнением ранее опубликованных подобных схем (Dunn et al., 1966; Brown et al., 1968; Compston, Arriens, 1968; Glaessner et al., 1969; Борукаев, 1970б). Из нее следует, что в описанных отложениях выделяется ряд естественных возрастных комплексов, обладающих характерными особенностями состава и ареала распространения. Древнейшему из них, охватывающему надсерию Маунт-Брюс, отложения геосинклинали Пайн-Крик и их аналоги, предшествовал этап гранитизации и складчатости около 2750—2600 млн. лет назад. Следы этого этапа устанавливаются на обширной площади щита Йилгарн, в ядре Пильбара, на блоке Стерт, в фундаменте геосинклинали Пайн-Крик, в поднятии Эранта, а геологические соотношения в зоне Холс-Крик
говорят о том, что по крайней мере часть метаморфических пород северозападной части материка, которые ныне имеют изотопные датировки около 1900 млн. лет, представляет собой повторно метаморфизованные и гранитизированные образования архейского возраста.

Архейские супракрустальные серии во всех этих ныне разобщенных участках обладают известным структурным единством, которое выражается в их общем субмеридиональном простирании, нарушающимся лишь в зонах крупных разломов и в обрамлении авлакогена Амадеус. Это единство в сочетании со сходством состава архейских серий упомянутых участков позволяет вместе с Ч. Б. Борукаевым (1970а, стр. 237) полагать, что они «около 2,6 млрд. лет назад входили в единую складчатую область, прошедшую стадию гранитизации и образовавшую фундамент Австралийской платформы». Восточное ограничение этой области достоверно неизвестно, но обращает на себя внимание, что к востоку от линии, соединяющей п-ов Йорк с центральной частью зал. Карпентария, архейские породы не установлены.

В раннем протерозое бо́льшая, юго-западная, часть континента вошла в состав обширного поднятия, в пределах которого обособился прогиб Наллагайн, заполнявшийся железорудными вулканогенно-осадочными толщами надсерии Маунт-Брюс. Общая субширотная ориентировка прогиба контрастирует с субмеридиональным простиранием архея щита Йилгари п блока Пильбара.

В северной части Австралии в это время заложилась система днагональных прогибов, намечаемых областями развития наллагайния в прогибе Пайн-Крик и к югу от г. Дарвин. Палеогеографические реконструкцин для зоны Пайн-Крик (Walpole, 1962; Walpole et al., 1968) рисуют развитие здесь обширного прогиба, который раскрывался в юго-восточном направлении, а с северо-востока и запада обрамлялся зонами развития маломощных и относительно более грубых осадков того же возраста (см. рис. 55). Эти отложения краевых фаций в отличие от троговых дислоцированы очень слабо. Юго-восточное продолжение прогиба Пайн-Крик намечается областью развития серии Варрамунга в хребте Давенпорт (зона Теннант-Крик). По составу и соотношению с гранитами, имеющими изохронный Rb-Sr возраст около 1700 млн. лет, она сопоставляется с наллагайнием прогиба Пайн-Крик (Walpole, Smith, 1961; Compston, Arriens, 1968; Brown et al., 1968).

Все упомянутые отрицательные структуры, выполненные складчатым нижним протерозоем, обтекают блоки, сложенные гранитизированными сериями архея, который сохраняет присущие ему простирания. Такие соотношения говорят о том, что заложение раннепротерозойского структурного плана Австралии было в какой-то мере связано с дроблением архейского фундамента.

Время заложения прогиба Пайн-Крик при настоящем уровне знаний устанавливается лишь в очень широких пределах, а для прогиба Наллагайн имеются данные о том, что он уже существовал около 2300 млн. лет назад. Видимо, одновременно с ним развивался и прогиб в пределах современной платформы Голер; выполняющие его толщи, как уже говорилось, имеют много общего с надсерией Маунт-Брюс. Несмотря на резкое различие состава нижнепротерозойских серий, выполняющих прогибы Наллагайн и Пайн-Крик, они имеют одну общую черту: их верхние горизонты (серии Уайлу и Саус-Аллигатор) отделяются несогласием от нижних, а в западной Австралии и резко контрастируют с ними по составу, отличаясь широким развитием литокластических песчаников и конгломератов и отсутствием железистых кварцитов.

Последовавшая за накоплением упомянутых серий и их аналогов буларенидская складчатость и сопровождавшая ее гранитизация (кульминация 1900±50 млн. лет назад, посттектонические гранитоиды 1800— 1850 млн. лет) привели к замыканию геосинклинальных систем в Южной Австралии (фундамент платформы Голер), в Северной территории (гессинклиналь Пайн-Крик) и в Западной Австралии (прогиб Наллагайн), а также частично переработали архейский фундамент некоторых зон. В зоне Холс-Крик доказывается, что метаморфиты Тикилара являются продуктом повторного метаморфизма и гранитизации архейских образований. Возраст синтектонических гранитов, как уже говорилось, здесь устанавливается в 1960 млн. лет, а главный этап магматизма и метаморфизма фиксируется 1855 млн. лет назад. Таким образом, и для Австралии мы можем говорить об экспансии складчатости, гранитизации и интрузивного магматизма с возрастом около 1850—1950 млн. лет на более древние консолидированные массивы, хотя масштабы этого явления здесь меньше, чем в Евразии и Северной Америке.

Вслед за внедрением гранитов с возрастом 1820—1850 млн. лет области буларенидской складчатости вступили в новую стадию развития, и в их пределах началось формирование орогенных терригенно-вулканогенных толщ и одновозрастных гранитоидов повышенной щелочности (см. рис. 64). Помимо рассмотренных выше серий Уайтуотер, Спиуа, Кимберли, Бастион, Эдит-Ривер, Мунаби к рассматриваемым образованиям относятся сопоставляемые между собой серии Хечес-Крик и Ашбартен хребта Давенпорт. Они сложены песчаниками и покровами эффузивов липаритового, дацитового и реже базальтового состава, которые заключают тела гранитов с изохронным Rb-Sr возрастом 1695 млн. лет (Compston, Arriens, 1968).

Рассматриваемый комплекс в типичном виде развит только в областях буларенид и лишь по западной кромке блока Стерт проникает в периферическую часть области архейской складчатости, но (и это весьма показательно) лишается при этом своей вулканогенной части и резко сокращается в мощности. В бассейне Мак-Артур устанавливаются строгий структурный контроль за положением интересующих нас серий и приуроченность их к наиболее подвижным участкам фундамента, часто совпадающим с зонами крупных разломов (Walpole, 1962; McDougall et al., 1965). В отличие от этого одновозрастные толщи бассейна Кимберли выполняют обширную плоскую наложенную впадину, которая с течением времени своим крылом распространилась и на блок Стерт. Различия в структурных условиях накопления толщ в бассейне Кимберли и в бассейне Мак-Артур отразились и в определенных различиях их состава — в большей относительной роли терригенных пород в первом из этих районов и в появлении в нем морских фаций (доломиты, глауконит).

Возраст перечисленных вулканогенно-обломочных серий и сопровождающих их плутонических образований в Северной Австралии от 1820-1800 до 1750 млн. лет, в бассейне Кимберли и зоне Холс-Крик – от 1820 до 1750-1790 млн. лет, а на юге и в центре материка оценивается как меньший чем 1900-1800 и больший чем 1700 млн. лет. Следовательно, они являются достаточно строго одновозрастными в масштабе всего континента. Вулканогенные члены этих серий и их аналогов вместе с комагматичными интрузиями представляют уже знакомую нам по разрезам Евразии и Северной Америки вулкано-плутоническую ассоциацию, которая заканчивает магматизм одних зон областей завершенной раннепротерозойской складчатости и является в общем одновозрастной поздним гранитоидам и высокотемпературному региональному метаморфизму других. В самом деле, посттектонические граниты с возрастом 1700-1750 млн. лет устанавливаются в пределах прогиба Пайн-Крик, в фундаменте бассейнов Мак-Артур и Саус-Никольсон, в районе Маунт-Айза, в хребте Давенпорт, видимо, в фундаменте платформы Голер и прогиба Аделаиды. К этому же периоду, как мы видели, относятся мигматиты и метаморфизм амфиболитовой фации серии Уильяма в массиве Брокен-Хилл (Pidgeon, 1967; Vernon, 1967).

Вещественный состав терригенных членов рассматриваемого вулканогенно-обломочного комплекса, быстрые изменения их мощностей, сложные фациальные взаимоотношения с вулканогенными членами (в том числе с игнимбритами), ряд внутренних перекрытий и несогласий и, наконец, местами устанавливаемый очень высокий для докембрия темп осадконакопления — все это отражает формирование данного комплекса в условиях активно развивавшегося тектонического рельефа, который возник в областях завершенной раннепротерозойской складчатости вслед за стадией кульминации их тектоно-магматической активности. Иными словами, здесь мы вновь встречаемся с позднеорогенным комплексом нижнепротерозойской складчатости.

Таким образом, завершение нижнепротерозойского этапа развития в областях упомянутой складчатости ознаменовалось в одних зонах формированием поздних вулканогенных моласс и гранитов повышенной щелочности с возрастом 1750—1820 млн. лет, а в других — гранитоидным интрузивным магматизмом и высокотемпературным региональным метаморфизмом с возрастом 1700—1750 млн. лет. Области археид в это время сохраняли устойчивую тенденцию к поднятию.

На более поздних этапах развития (от 1700 млн. лет и менее) области археид и буларенид утратили ранее присущую им индивидуальность. Рифейские (в том числе нижнерифейские) толщи Австралии обладают полной автономией своего структурного плана и, накладываясь на все более древние образования, не реагируют изменением своих фаций и мощностей на смену фундамента. На рассматриваемой части Австралии только восточная зона геосинклинали Маунт-Айза характеризовалась «сквозным» развитием на данном рубеже.

Сказанное определяет основное возражение против принятого в Австралии проведения границы очень высокого ранга (границы наллагайния и карпентария) по «главному» несогласию под выделяемой мною позднеорогенной серией буларенидской складчатости и приводит к общему двучленному делению австралийского протерозоя (Семихатов, 1972).

В верхнедокембрийских отложениях Австралии, как мы видели, по палеонтологическим и (или) радиогеохронологическим данным выделяются аналоги всех четырех фитем рифея СССР. Нижний рифей, отвечающий главной по объему части карпентария австралийской схемы, доказывается только изотопными методами. Слагающие его толщи обычно образуют крупный трансгрессивный ритм (песчаники внизу — доломиты вверху) либо распадаются на два подобных ритма низшего порядка (Северная территория). К верхней части первого из них приурочены эффузивы и комагматичные интрузии, имеющие возраст 1520—1560 млн. лет.

В современной структуре нижнерифейские отложения развиты в виде крупных пятен. которые группируются в гигантскую дугу, с трех сторон огибающую материк (рис. 65). Палеогеографические реконструкции, существующие для северо-восточной части этой дуги (Carter et al., 1961; Браун и др., 1970), показывают, что накопление рассматриваемых отложений происходило в сравнительно небольших обособленных впадинах. Эти данные в сочетании с общим пятнистым распространением нижнего рифея в Австралии позволяют думать, что области седиментации этого времени представляли собой разобщенные бассейны, расположенные по окраинам материка. В центральной его части слоистые комплексы раннего рифея неизвестны и, видимо, не отлагались. Вещественным выражением этого этаца здесь являются гранитоиды с возрастом 1500-1550 млн. известны на платформе Голер, в массиве Брокенлет. которые Хилл, в зоне Холс-Крик и в некоторых других местах. Гранитоиды близкого возраста (изотопные датировки 1520—1565 млн. лет) развиты среди нижних горизонтов нижнего рифея и подстилающих толщ на севере Австралии — в бассейне Мак-Артур, Саус-Никольсон и в прогибе Маунт-Ažsa (Richards, Pidgeon, 1963; Richards, 1966; Compston, Arriens, 1968). Характерно, что указанные значения получены Rb-Sr (по валовым пробам) и U-Th-Pb методами, тогда как K-Ar и Rb-Sr датировки минералов



Рис. 65. Палеогеографическая схема Австралии в раннем рифее. Составлена с учетом палеогеографических реконструкций Брауна и др. (Brown et al., 1968) Условные обозначения см. на рис. 31

тех же гранитов, за редким исключением, омоложены и близки к 1300-1400 млн. лет.

Таким образом, ранний рифей Австралии выступает как сложный этап развития, в течение которого на фоне накопления осадочных серий в системе обособленных прогибов на окраинах материка в различных частях последнего проявлялся гранитный магматизм, а на юге местами накапливались одновозрастные вулканогенно-терригенные толщи. Эти магматические проявления сближают австралийский нижний рифей с североамериканским.

Существенный историко-геологический рубеж, уступающий, однако, предрифейскому, выделяется в Австралии примерно на границе раннего и среднего рифея (1350—1400 млн. лет) и служит в австралийской схеме обоснованием разделения карпентария и аделаиды. С ним связаны заложение на буларенидском основании миогеосинклинали Аделаида, повторный высокотемпературный метаморфизм и радиологическое омоложение архейских пород в центре и на юго-западе материка (Arriens, Lambert, 1969), а также кратковременное поднятие и последовавшая за ним палеогеографическая перестройка на севере, в области распространения серии Ропер и ее аналогов.

Среднерифейские отложения в Австралии, как следовало из изложенного, выделяются не только по радиологическим, но и по палеонтологическим данным — по наличию байкалий (в том числе близких к лахандинским), тунгуссий, определенных конофитонов и других строматолитов (Glaessner et al., 1969; Walter, Preiss, 1972). Эти отложения в Австралии



Рис. 66. Палсогеографическая схема Австралии во второй половине среднего рифея. Составлена с учетом палеогеографических реконструкций Брауна и др. и Томсона (Brown et al., 1968; Thomson, 1969a)

Условные обозначения см. на рис. 31

обычно распадаются на два комплекса, нижний из которых (серия Ропер, слои Колланна) наиболее ясно обособлен в Северной территории, а верхний тесно слит с базальными горизонтами верхнего рифея (см. рис. 59— 61) и вместе с ними входит в состав единых серий (Карр-Бойд, Глидден, Уэссел, Барра и их аналоги).

Эти отложения распространены значительно шире других рифейских толщ. Они знаменуют обширную морскую трансгрессию на платформе, расширение миогеосинклинали Аделаида, заложение авлакогенов Амадеус, Нелия п Офисир и резкую активизацию дифференциальных движений в зоне Холс-Крик, приведшую к накоплению здесь 10-километровой серии Карр-Бойд. Латеральная выдержанность толщ, заметное развитие среди них карбонатов и широкие ареалы современного распространения позволяют говорить о существовании в конце среднего рифея единого обширного бассейна, перекрывающего значительную часть Австралии (рис. 66).

Рассмотренные палеогеографические изменения отчасти предварялись, отчасти сопровождались рядом магматических и метаморфических явлений в центре материка и по окраинам блока Йилгарн. На поднятиях Эранта и Масгрейв, обрамляющих авлакоген Амадеус, к этому времени относятся граниты и пегматиты, датируемые 1115—1190 млн. лет, а также основные интрузии и эффузивы, имеющие изохронный Rb-Sr возраст соответственно 1100 и 1060 млн. лет (Compston, Nesbitt, 1967). В западной Австралии к этому этапу относятся граниты и метаморфизм с возрастом 1100—1150 млн. лет по южной кромке щита Йилгарн, пегматиты и гранулиты его западной окраины, датированные 1000—1100 (K-Ar) и 1040

(Rb-Sr) млн. лет и, видимо, пегматиты северной части щита Йилгарн, которые имеют K-Ar возраст 930-950 млн. лет (Вильсон и др., 1963; Turek, Stephenson, 1966; Compston, Arriens, 1968). Характерно, что наиболее интенсивный магматизм и высокотемпературный метаморфизм этого времени проявились в узкой окраинной зоне Австралийской платформы, отделенной от остальной ее части протяженным разломом Дарлинг. Нельзя не видеть прямой аналогии между этой зоной и поясом Гренвилл. Но, несмотря на относительно широкое проявление магматизма и метаморфизма гренвилльского возраста, с одновременными или несколько более поздними движениями была связана не регрессия, как в Америке, а широкая трансгрессия на платформу, расширение (Аделаида) или заложение (Амалеус, Офисир, Нелия, Холс-Крик) линейных прогибов. Поэтому средний рифей Австралии в пелом выступает как время обширной трансгрессии. закончившей свое развитие в начале позднего рифея в ходе накопления наиболее молодых горизонтов серий Барра, Карр-Бойд, Толмер, формации Биттер-Спрингс и их аналогов. Эти горизонты по сравнению с подстилающими отличаются более широким распространением карбонатных фаций, видимо, отражающих дальнейшее развитие трансгрессии.

Верхнерифейские отложения в Австралии хорошо выделяются благодаря относительному обилию относящихся к ним Rb-Sr датировок и наличию богатого комплекса строматолитов, включающего Inzeria tiomusi Kryl., In. sp., Jurusania nisvensis Raab., Gymnosolen, Minjaria, Patomia, Boxonia, Tungussia и пр. (Glaessner et al., 1969; Cloud, Semikhatov, 1969; Walter. Preiss, 1972). Тем не менее из-за тесной геологической связи базальных горизонтов верхнего рифея с подстилающими толщами положение их гранины в конкретных разрезах пока не вполне определенно. Упомянутые горизонты верхнего рифея включают верхние части серий Барра, Глидден, Карр-Бойл и их аналогов, а также формацию Биттер-Спрингс бассейна Амадеус, содержащую представителей катавской ассопиации строматолитов. Верхние горизонты верхнего рифея, начинающиеся ледниковыми образованиями с возрастом около 750 млн. лет. обычно отделены от подстилающих отложений размывом и местами выходят прямо на фундамент. отражая определенную палеогеографическую перестройку на севере, отчасти на юге и в пентре материка.

Область развития морских фаций позднерифейских ледниковых отложений и вышележащих слоев (серия Дуэрдин и ее аналоги) рисует широкий, вытянутый в северо-западном направлении прогиб, который косо пересекает весь материк от района Аделаиды до плато Кимберли (рис. 67), накладываясь на разнообразные более древние породы вплоть до архейских. Анализ фаций и мощностей, а для собственно ледникового комплекса также прослеживание переходов марино-гляциальных толщ в континентальные, изучение состава мегакластов и направления штрихов на ледниковом ложе — все это позволяет установить юго-западное и отчасти северо-восточное и северное ограничения этого прогиба. Вопрос о его западном контуре остается открытым.

Палеонтологическим обоснованием терминального рифея в Австралип служит эдиакарская фауна, а наличие здесь ледникового горизонта Эган, по радиогеохронологическим данным сопоставляемого с лапландским (см. рис. 3), позволяет наметить аналоги венда (серия Луиза-Даунс и одновозрастные толщи). Эти отложения на юге и в центре материка широко выходят за область позднерифейского осадконакопления, отражая развитие вендской трансгрессии (рис. 68). К этому же времени, судя по радиологическим данным, относится формирование на западной окраине материка мощных песчано-алевритовых толщ (серия Янданука, Баджерадда, слои Ниллинг и их аналоги), которые ныне сохранились на изолированных участках в прогибах Перт и Карнарвон (см. Борукаев, 1970б).

Но, несмотря на широкое распространение морских условий, венд Австралии в целом характеризовался накоплением преимущественно тер-



Рис. 67. Палеогеографическая схема Австралии во второй половине позднего рифея. Составлена с учетом палеогеографических реконструкций Брауна и др., Томсона и Н. М. Чумакова (Brown et al., 1968; Thomson, 1969a) Условные обозначения см. на рис. 31

ригенных осадков, которые по восточной и северо-восточной окраинам пояса Аделаиды и в прогибе Амадеус носили ярко выраженный молассовый характер. Пространственное их размещение рисует восточный и северо-восточный источники сноса, временами, видимо, покрывавшиеся ледниками. Западный источник сноса, бывший активным во второй половине позднего рифея, в вендских осадках не сказывается. Переход к кембрию в Австралии ознаменовался развитием перерывов в осадконакоплении, а также складчатостью в южной части бассейна Амадеус. В миогеосинклинальном поясе складчатость произошла несколько позднее и здесь осадки нижнего кембрия, местами имеющие молассовый характер, деформированы совместно с рифеем (Н. А. Богданов, 1967).

Итак, разрез протерозоя Австралии действительно отличается значительной полнотой. В нем остаются недоказанными и, видимо, отсутствуют лишь нижние горизонты нижнего протерозоя древнее 2300 млн. лет. По своему структурному плану, составу и геологическому содержанию австралийский протерозой резко отличается от архея и подразделяется на две главные части, граница которых отвечает рубежу между заключительными стадиями развития раннепротерозойских геосинклинальных областей и начальными этапами формирования платформенного чехла эпибуларенидской платформы. Возраст этого рубежа около 1700±50 млн. лет. Важной особенностью австралийского докембрия является то, что в нем позднеорогенный комплекс упомянутой складчатости и базальные горизонты рифейского чехла не разобщены в пространстве, как это обычно наблюдается в Евразии и Северной Америке. Такие соотношения послу-



Рис. 68. Палеогеографическая схема Алстралии в терминальном рифее. Составлена с учетом палеогеографических реконструкций Брауна и др. и Томсона (Brown et al., 1968; Thomson, 1969a)

Условные обозначения см. на рис. 31.

жили одной из причин объединения названных образований в австралийских схемах в единую «систему» карпентария.

Рифей в платформенных разрезах Австралии, как мы видели, выступает геологически в достаточной мере единым комплексом, который отвечает определенным стадиям формирования чехла, но заложение миогеосинклинали Аделаида около 1400 млн. лет назад приводит австралийских геологов к разделению верхнего докембрия на два самостоятельных подразделения очень высокого ранга — карпентарий и аделаиду. Однако значение данного рубежа как по геологическим, так и по палеонтологическим (см. раздел 1, гл. III) данным несоизмеримо меньше, чем значение границы рифея и нижнего протерозоя. Поэтому граница карпентария и аделаиды, в пределах ошибки совпадающая с рубежом нижнего и среднего рифея, есть граница более низкого ранга — внутририфейская.

Наконец, нужно подчеркнуть, что тектоно-магматические события гренвилльского возраста (1100—1150 млн. лет), равно как и магматические проявления с возрастом 1550±50 млн. лет, вне новообразованных авлакогенов в Австралии не сопровождались палеогеографической перестройкой. Они обусловили лишь разделение соответствующих толщ на серии, которые пластуются между собою согласно или граничат по местным размывам. То же самое справедливо для внутрипозднерифейских движений на юге и в центре материка, хотя на севере с ними были связаны заметные изменения очертаний суши и моря. Все это сближает описанные разрезы с сибирскими.

Глава IV

АФРИКА

По площади, занятой выходами докембрия, Африка не имеет себе равных среди других континентов. Но значительную часть этой площади слагают глубоко метаморфизованные и гранитизированные комплексы архея и протерозоя, а также полиметаморфические серии, заключающие позднедокембрийские или кембрийские граниты. Расшифровка их истории лежит далеко за рамками данной работы.

Изучение стратиграфии слабо метаморфизованных протерозойских отложений в различных районах Африки шло своими путями и осуществлялось на основе региональных схем расчленения. Задача их сопоставления долгое время не ставилась вообще или решалась на основании увязки горизонтов тиллитов и тиллоидов, обильных в африканском протерозое. Ряд весьма показательных стратиграфических ошибок, совершенных на этом пути, рассмотрен Н. М. Чумаковым (1964).

Появление во все возрастающем количестве радиогеохронологических данных и первые результаты изучения строматолитов позволили подойти к решению упомянутой задачи по-новому. При этом, начиная с работ А. Холмса и Л. Казна пятидесятых годов и кончая послелними зарубежными сводками (Хоутон, 1966; Cahen, Snelling, 1966; Cahen, Lepersonne, 1967; Clifford, 1968; Choubert, Faure-Muret, 1968), каких-либо общих стратиграфических подразделений в африканском докембрии не выделялось, а обособляемые на основании радиогеохронологических данных единицы получали буквенную или цифровую индексацию. В отличие от этого в обобщениях по докембрию Африки, выполненных советскими геологами (Штрейс, 1964; Колотухина, 1964; Келлер, Семихатов, 1968; Божко, 1969а, б; Елизарьев и др., 1969; Хаин, Рошкован, 1969; и др.), несомненно стремление выделить в описанных разрезах общие подразделения. С этой точки зрения особенно важна работа Н. А. Божко (1969б), который сделал попытку применить стратиграфическое расчленение верхнего докембрия, принятое для Русской и Сибирской платформ, к африканскому материалу и впервые увязал в рамках четырехчленной схемы деления рифея разрезы большей части Африки. В отношении некоторых опорных ее разрезов то же было сделано Б. М. Келлером и М. А. Семихатовым (1968).

Из-за сложности и многообразия африканского докембрия мы еще далеки от того, чтобы уверенно проследить все подразделения протерозоя по всем районам его развития на данном континенте. Поэтому в настоящей главе я несколько отступаю от принятого ранее плана изложения фактического материала и, во-первых, сужаю круг рассматриваемых районов, а вовторых, для описываемых разрезов привожу всю последовательность слабо измененных супракрустальных комплексов протерозоя данного разреза от подошвы до кровли и не рассматриваю материалы по верхнему и нижнему протерозою в разных частях главы.

Для целей данной работы наибольшее значение имеют четыре района развития протерозоя в Африке. Первый из них — Трансвааль — входит в область архейской консолидации и заключает полные и прекрасно изученные разрезы нижнего протерозоя, справедливо выдвигаемые в число эталонных (Rankama, 1970a); рифей здесь представлен крайне неполно. Второй район — центральная часть Экваториальной Африки — охватывает область развития широко известных надсерий Кибара и Катанга, которые более или менее полно представляют рифей и покоятся на нижнепротерозойском фундаменте. Третий район из подлежащих нашему рассмотрению — это Антиатлас. Здесь выделяются аналоги всех четырех фитем рифея, которые согласно перекрыты палеонтологически охарактеризованным нижним кембрием и несогласно налегают на складчатые верхние горизонты нижнего протерозоя. Наконец, последний район охватывает смежные участки антеклизы Эглаб и синеклизы Таудени, где на гранитизированном фундаменте залегают поздние вулканогенные молассы нижнего протерозоя и перекрывающие их верхние горизонты рифея, включающие тип инфракембрия.

Трансвааль

Стратиграфия нижнего протерозоя в Трансваале благодаря разведке пластовых залежей золота и урановых руд была детально изучена довольно давно, а новые исследования добавили и радиогеохронологическую характеристику пород.

Протерозойские толщи здесь покоятся на древнем фундаменте — сложном комплексе гранитов, мигматитов — и на местами сохранившихся предшествующих им супракрустальных толщах Свазиленд и Мудис. Rb-Sr, том числе изохронные, определения возраста валовых проб упомянутых гравитов и связанных с ними пегматитов превышают 3000—3100 млн. лет. а для геологически более молодых посттектонических гранитов составляют 2890, 2865, 2550 и 2200 млн. лет. К-Ar и Rb-Sr возраст слюд из перечисленных объектов 2740—3180 млн. лет. Подобные же граниты датированы в пределах расположенного севернее Родезийского ядра древней консолидации, которое отделено от Трансваальского наложенной зоной Лимпопо: монацит — 2650 (U-Th-Pb), лепидолит — 2590—2800 (K-Ar, Rb-Sr), модельный возраст свинца — 2770 млн. лет (Allsopp, 1961; Nicolaysen, 1962; Allsopp et al., 1968; Clifford, 1968; Furon, 1969).

Налегающие на этот фундамент толщи в Трансваале выполняют общирные и в общем очень простые впадины (рис. 69), в которых крутые залегания пород наблюдаются только на крыльях отдельных куполов. В основании этих толщ выделяются серия Доминион-Риф и ее аналоги (Дю Тойт, 1957: Хоутон, 1966), которые распространены локально и нередко дислоцированы и изменены сильнее, чем перекрывающие их серии. В сложении серии Доминион-Риф преобладают кислые и более редкие основные эффузивы, которые подстилаются и перекрываются пачками кварцевых и аркозовых квардито-песчаников и подчиненных им конгломератов, туфов и ортосланцев. Обломочный монацит из базальных конгломератов серин имеет возраст 3000-3100 млн. лет, что отвечает возрасту древних гранитов фундамента, а сами лавы датируются 3000 (Rb-Sr, валовые пробы) и 2780-2820 (свинцово-изотопный) млн. лет (Хейлс, 1963; Van Niekerk, Burger, 1969). Граниты, прорывающие данную серию, имеют возраст валовых проб 2790 и 2970 млн. лет (Clifford, 1963). Следовательно, эта серия накапливалась не позднее 2800-2900 млн. лет назад и являлась более древней, чем базальные горизонты протерозойских отдожений других рассмотренных регионов.

Вышележащие отложения Трансвааля распространены шире, чем серия Доминион-Риф, и с песогласием налегают как на нее, так и на разнообразные породы фундамента. В современных схемах именно это несогласие определяет нижнюю границу серии Витватерсранд, хотя ранее в нее включалась и серия Домпнион-Риф. Серия Витватерсранд представляет собой мощную (до 7500-8000 м) толщу светлых кварцитов с подчиненными прослоями и пачками хлорит-серицитовых и железистых сланцев и с хорошо выдержанными небольшими (0,5-25 м) горизонтами конгломератов (рис. 70). Эти конгломераты, получившие название рифов, золото- и ураноносны. Они наиболее обычны в верхнем «отделе» серии, который налегает на нижний с размывом, а местами и с угловым несогласием и в свою очередь имеет ряд внутренних несогласий. Примерно в середине серии среди сланцев Джепстаун прослеживается горизонт миндалекаменных порфиритов и туфов, а отдельные прослои туфов и лав известны и в верхнем «отделе». В свите Гавермент-Риф отмечаются один или два горизонта тиллондов.

Вышележащая серия Вентерсдорп (до 2000-2400 м) налегает как на



Рис. 69. Схема геологического строения Трансвааля, по Шуберу и Фор-Мюре (Choubert, Faure-Muret, 1968), упрощено

фанерозой; 2 — серия Лоскоп и Ватерберг, нерасчлененные; 3 — серия Трансвааль; 4 — серия Вентерсдорп; 5 — серия Витватерсранд; 6 — серия Доминион-Риф; 7 — граниты Претория;
в — базиты Бушвельдского комплекса; 9 — породы зоны Лимпопо; 10 — архейские образования;
и — главные разломы

Витватерсранд, так и на фундамент. В ее составе преобладают основные эффузивы базальтового, липаритового и андезитового состава, которым подчинены лаво-агломераты, туфы, кислые эффузивы, а также песчаники, туфопесчаники и конгломераты, наиболее обычные в основании серии; очень редко встречаются доломиты со строматолитами Gruneria и онколптами (Winter, 1963; Walter, Preiss, 1972).

Более молодая серия Трансвааль налегает с несогласием на все более древние толщи и начинается маломощной (15-750 м) свитой Блек-Риф, представленной светлыми кварцитами и конгломератами. Эту свиту согласно сменяет мощная (до 1500-2000 м) доломитовая свита — серые и черные магнезиальные и чистые, в значительной своей части строматолитовые известняки с прослоями сланцев, а в верхней части — и разноцветных кремней. Местами у ее кровли залегает горизонт железистых кварцитов и яшм. Строматолиты этой свиты весьма разнообразны (Young, Mendelssohn, 1948), но с примецением новой методики из них изучена только одна форма — Katernia africana (Cloud, Semikhatov, 1969).

На доломитовой серии в Северном Трансваале залегает вулканогеннотерригенная свита Претория. Ее нижняя, большая по мощности, часть (до 3000 м) объединяет три регрессивных осадочных ритма, которые начинаются со сланцевых, а заканчиваются кварцитовыми или сланцево-кварцитовыми толщами. К основанию первого ритма («ярус» Таймбол-Хилл) приурочены базальные брекчии, а среди сланцевых членов второго и третьего («ярусы» Даспорт и Магалисбург) залегают горизонты андезитовых лав и туфов. В даспортских отложениях их подстилает пласт тиллитов, имеющий важное корреляционное значение. Разрез свиты Претория венчает толща кварцитов, сланцев, андезитовых лав и туфов («ярус» Смелтерс-Кап, до 600 м), которая контактирует с лополитом Бушельда (Дю Тойт, 1957; Хоутон, 1966). Развитые в Грикватауне возрастные аналоги рассмотренных отложений отличаются сокращением относительной роли сланцев в разрезе, появлением карбонатных пород и увеличением мощности тиллигового пласта (тиллит Грикватаун). Ледниковая его природа благодаря наличию штрихованных галек и широкой площади распространения обычно не ставится под сомнение.

Минимальный возрастной предел описанных 📚 серий определяется временем внедрения Бушвельдского лополита. Для наиболее поздних его членов — гранофировых гранитов — Rb-Sr возраст валовых проб И минералов 1900 -2000 млн. лет (Schreiner, 1958). Изохроны, построенные по данным анализов, проведенных Г. Шрейнером, отвечают возрасту 1640 (валовые пробы) и 1840 (валовые пробы + минералы) млн. лет (Салоп, 1970). Rb-Sr возраст биотита из гранитов и предшествующих им габбро 1680—2020 млн. лет, а «U-Th-Pb определения шести монацитов сильно подкрепляют вывол 0 времени кристаллизации $2010 \pm$ ± 80 млн. лет назад, тогда как определения трех цирконов из гранитов показывают возраст, близкий к 1900 млн. лет» (Clifford, 1968. стр. 366).

Следовательно, рассмотренные мощнейшие (до 17 км) толщи Трансвааля древнее 1900— 2000 млн. лет; их максимальный возрастной предел, как мы видели, оценивается в 2700— 2800 млн. лет. Циркон из кислых лав в верхней части серии Вентерсдорп имеет U-Th-Pb возраст 2300 млн. лет (Van Niekerk, Burger, 1964). Кварцевые порфиры, слагающие субвулканические тела в нижней части серии в Ботсване, имеют Rb-Sr возраст по валовым пробам 2230, 2200, 2215 и 2695 млн. лет (Crockett, 1971). Овальные и сферические зерна уранинита из серии Витватерсранд, согласно Л. Николайсену, кристаллизовались 2950 ± 150 млн. лет назад и около 2050—2150 млн. лет назад претерпели вторичные изменения (Nicolaysen, 1962).

Рис. 70. Разрез серии Витватерсранд в Центральном Ранде, по Дю Тойту (1957)

1 — древний гранит; 2 — кварциты Орандж-Гров; 3 — сланцы свиты Хоспител-Хилл; 4 — Контортед-Бед (смятый слой);
5 — кварциты свиты Хоспител-Хилл; 6 — слои Промайз; 7 — риф Промайз; 8 — слои Коронейшен; 9 — сланцы Коронейшен или Западного Ранда; 10 — риф Гавермент; 11 — риф Мейн
12 — риф Берд; 13 — сланцы Кимберли; 14 — рифы Кимберли; 15 — рифы Элсбург; 16 — вентерсдориские мандельштейны



Если это так, то две последние цифры определяют мицимально возможный возраст названной серии.

В кровле нижнего протерозоя Трансвааля залегает серия Лоскоп (до 1000 м). Она развита в пределах Бушвельдской мульды и по ее северо-западному обрамлению, где несогласно налегает на все более древние породы вплоть до фундамента (см. рис. 69). Местами она смята в складки и прорвана гранитами со свинцово-изотопным возрастом 1790 млн. лет (Clifford, 1968). В ее составе преобладают красно- и сероцветные песчаники и гравелиты, которым подчинены валунные и галечниковые конгломераты, сланцы и эффузивы (Хоутон, 1966).

В отличие от широко распространенного и, видимо, очень полно представленного нижнего протерозоя рифей на территории Трансвааля представлен только серией Ватерберг, слагающей отдельные пятна в центральной, северо-западной и северной частях провинции. Эта серия, сложенная красноцветными, существенно кварцевыми песчаниками и более редкими конгломератами и сланцами (до 900 м), залегает несогласно на всех более древних породах и предваряется упоминавшимися гранитами с возрастом 1790 млн. лет (Хоутон, 1966; Geichronologie..., 1968).

Для щелочных пород, прорывающих ватербергские отложения, получены следующие значения изотопного возраста: комплекс Лейфонтейн — 1500 млн. лет (Rb-Sr), комплекс Пилансберг, местами включающий в себя и излившиеся породы, — 1300 (K-Ar, биотит) и 1290—1420 (Rb-Sr, биотит, хлорит) млн. лет (Clifford, 1968; Furon, 1969). На основании этих данных серия Ватерберг может быть отнесена к нижнему рифею, хотя нельзя полностью исключить и несколько более древний ее возраст.

Гораздо более полные разрезы рифея наблюдаются в центральной части Экваториальной Африки (в Заире), в Антиатласе, в Центральной Сахаре, а также в юго-западной части материка и на атлантическом побережье экваториальной его части. Наиболее представительны и лучше изучены разрезы первых трех из названных районов. Ниже приводится их описание.

Центральная часть Экваториальной Африки

Верхний докембрий этого района представляют широко известные надсерии Кибара и Катанга. Стратотипической местностью обеих этих надсерий является юго-восточная часть Заира. Кибарские отложения отсюда протягиваются широкой полосой северо-северо-восточного простирания в пограничные районы Бурунди, Танзании и Уганды и в северо-восточный Заир, образуя широко известный складчатый пояс Кибара — Бурунди — Карагве — Анколе (рис. 71). В его северной части аналоги Кибары выделяются под названиями серий Бурунди и Карагве — Анколе. Надсерия Катанга в типовом для нее районе участвует в сложении платформенного чехла, но к югу, в пограничных районах Заира и Замбии, степень ее дислоцярованности и метаморфизма возрастает и она входит в состав складчатого пояса.

Надсерия Кибара в юго-восточном Заире сложена мощным (до 11 000-12 000 м) комплексом преимущественно терригенных, а в верхней части п карбонатных пород, степень метаморфизма которых возрастает вниз по разрезу и местами достигает амфиболитовой фации. Нижний стратиграфический контакт надсерии вскрыт лишь на крайнем юго-востоке области ее развития, где она несогласно налегает на метаосадках и гранитах щита Касаи. Наиболее молодой этап метаморфизма в докибарских породах здесь устанавливается Rb-Sr определениями возраста слюд из метаосадочных серий в 2040-2260 млн. лет. Поздне- или посттектонические граниты этого района тем же методом датированы 2100 (валовые пробы) и 1955-2130 млн. лет (слюды). По косвенным данным устанавливается, что надсерия Кибара моложе гранитов, имеющих U-Th-Pb и Rb-Sr возраст соответственно 1750 и 1850 млн. лет (Cahen et al., 1970). К тем же выводам приводит анализ соотношений пояса Кибара — Бурунди с более древними по-



Рис. 71. Схема геологического строения Центральной Африки, по Шуберу и Фор-Мюре (Choubert, Faure-Muret, 1968), упрощено

1 — фанерозой; 2, 3 — надсерия Катанга: 2 — недислопированная, 3 — дислопированная; 4 серии Бушимае, Букоба, Малагараси и их аналоги; 5 — складчатый пояс ирумид; 6 — складчатый пояс Кибара — Урунди — Карагве — Анколе; 7 — игнимбриты и аляскитовые граниты Марунгу и их аналоги; 8 — складчатый пояс Рузизи — Убенди; 9 — архейские образования; 10 — докембрий нерасчлененный; 11 — главные простирания структур



Рис. 72. Схема строения надсерии Кибара, по Казну и Леперсонпу (Cahen, Lepersonne, 1967)

1 — конгломераты и грубозернистые аркозы; 2 — кварциты; 3 — косослоистые песчаники; 4 — сланцы; 5 — черные глинистые сланцы; 6 — изограда хлоритоида; 7 — известняки, доломиты; 8 — строматолиты; 9 — кислые эффузивы; 10 — основные эффузивы; 11 — докибарский фундамент; 1—IV — главные подразделения надсерии, описанные в тексте

Номера разрезов: 1 — Лунгенда и Верхнее Лубуди; 2 — Среднее Лубуди; 3 — Нижнее Лубуди; 4 — Северный Наканссон; 5 — Северная Ливанза; 6 — Нзило; 7 — горы Биа; 8 — горы Кибара

ясами Убенци — Рузизи и Кибали — Буганда, в пределах которых послелние этапы магматизма датируются 1750—1900 млн. лет, а свинец рудных жил имеет модельный возраст 1650—1700 млн. лет (Cahen, Snelling, 1966; Clifford, 1968). Таким образом, можно считать, что надсерия Кибара моложе 1700—1750 млн. лет. Схемы расчленения надсерии, приводимые в последних сводках, несколько различны (Каэн, 1958; Хоутон, 1966; Cahen, Snelling, 1966; Cahen, Lepersonne, 1967). В общем виде в ней устанавливаются четыре подразделения (рис. 72).

		мощность, ж
I. 11	Шелковистые филлиты и кварцевые филлиты с прослоями и пачка- ми кварцитов, а в нижней части иногда и конгломератов; у кровли в некоторых районах появляются прослои известняков и доломитов или небольшая пачка лав липаритового состава (серия Маунт-Киа- ора, или нижняя серия «системы» Нзило)	3700—4300
	большими пачками песчанистых филлитов и глинистых сланцев; в основания — прерывистый горизонт конгломератов и гравелитов, а в кровле — значительная (до 1200 ж) толща основных эффузивов (се- рия Луфира или верхняя и средняя свиты «системы» Наило)	17005600
II	1. Темно-серые и светлые, частично графитистые филлиты с прослоя- ми кварцитов, налегающие с размывом на серию Луфира и в основа- нии местами несущие пачку конгломератов и гравелитов (серия Ма- интурация).	4000 4000
IV	унг-лананской, или нажний серии «системы» лусуди) . Серия Лубуди залегает с размывом на двух нижележащих и начи- нается пачкой темных аркозов и конгломератов, выше которых вы- деляется толща черных графитистых и пестрых филлитов с прослоя- ми кварцитов; в кровле — значительная (до 1500—1850 ж) толща кре- мнистых, преимущественно строматолитовых, известняков и доломи-	1900—4000
	тов с прослоями филлитов и кварцитов	до 4000

Все эти породы собраны в систему сложных складок, прорваны различными интрузиями и местами гранитизированы. Среди кибарских интрузий выделяются претектонические или раннетектонические порфировидные граниты, которые «не известны в контакте с другими слоями, чем слои серий Маунт-Киаора и иногда Луфира» (Cahen, Snelling, 1966, стр. 71), и прорывающие всю серию синтектонические граниты, ранние пегматиты, посттектонические граниты и поздние пегматиты. Лля порфировилных гранитов изохронным Rb-Sr методом определен возраст 1370 и 1340 млн. лет (Cahen, Snelling, 1966; Cahen et al., 1967). Для широко распространенных синтектонических гранито-гнейсов точки анализов расположились не строго вдоль одной изохроны; интерпретируя эти данные, Л. Казн и др. (Cahen et al., 1967) считают возраст гранитов равным 1380 ± 135 млн. лет: Rb-Sr датировки их валовых проб и микроклина 1325 млн. лет (Cahen, Snelling, 1966). Возраст циркона из тех же гранитов путем графической обработки данных оценивается в 1306 млн. лет; К-Аг и Rb-Sr возраст их биотита омоложен (880-945 млн. лет).

Rb-Sr возраста Если при расчетах принимать значение $\lambda_{Rb} =$ =1,47 · 10-11 лет-1, как это делают Л. Каэн и его соавторы, то изохронные Rb-Sr и U-Pb датировки совпадут. В соответствии с ними возраст главной фазы кибарской складчатости и сопровождавшей ее гранитизации кибарских осадков Каэн и др. (Cahen et al., 1967) устанавливают в 1300 млн. лет. Среди посттектонических глубинных образований в типовом районе надсерии Кибара выделяются (Cahen, Snelling, 1966; Cahen et al., 1967): 1) ранние пегматиты и кварцевые жилы с радиоактивными минералами; одна конкордантная U-Th-Pb датировка 1100 млн. лет; 2) оловоносные граниты, изохронный Rb-Sr возраст которых составляет 1000 и 962 млн. лет при колебаниях частных датировок валовых проб и минералов от 960 до 1070 млн. лет; 3) связанные с этими гранитами оловоносные пегматиты и жилы, имеющие изохронные Rb-Sr датировки минералов 930 и 1035 млн. лет. К-Аг возраст слюд — 880—955 млн. лет, модельный возраст свинца - 1000 млн. лет. Такой разброс значений, видимо, объясняется сvществованием двух генераций поздних пегматитов с возрастом около 930 и 1000 млн. лет (Čahen et al., 1967).

Кроме того, для тех же районов U-Th-Pb методом определен возраст иттрокразита из оловоносной жилы, связанной с гранитом Митваба —

1030—1130 млн. лет. А. И. Тугаринов и Г. В. Войткевич (1966, 1970) считают эти цифры наиболее надежными из всех, полученных для пегматитов кибарид, и относят граниты Митваба к категории синорогенных. Л. Каэн и его соавторы (ор. cit.) все оловоносные граниты и жилы Катанги считают посттектоническими.

Приведенные возрастные данные согласуются с датировками интрузивных пород, прорывающих аналоги Кибары севернее, в пограничных районах Заира, Уганды, Руанды и Бурунди. Rb-Sr возраст валовых проб предили раннетектонических гранито-гнейсов здесь 1360–1370 млн. лет, позднетектонических или посттектонических гранитов – 1250–1260 млн. лет, а более поздних оловоносных гранитов – 1080 млн. лет. Rb-Sr датировки минералов пегматитов и жил тех же районов, несущих оловянное оруденение, лежат в пределах 870–1060 млн. лет, образуя две группы цифр: 870–920 и 980–1060 млн. лет (Cahen, Snelling, 1966; Cahen et al., 1967). К-Ar возраст глинистого сланца серии Карагве – Анколе 1340 млн. лет (Clifford, 1968).

Возраст кибарской складчатости в нашей литературе обычно определяется примерно в 1100 млн. лет, в соответствии с чем принимается нижнесреднерифейский возраст надсерии Кибара. Новые данные показывают, что эта складчатость произошла 1300—1350 млн. лет назад. Следовательно, надсерия Кибара является раннерифейской, ибо «главная фаза кибарской орогении началась после накопления всех кибарских отложений» (Cahen, Lepersonne, 1967, стр. 205—206). В качестве внутреннего возрастного репера в надсерии Кибара иногда принимается датировка порфировидных гранитов, прорывающих две нижние ее серии. Однако, по последним данным, существенного разрыва во времени между этими и синтектопическими гранитами нет.

Кибарская складчатость привела к существенной перестройке структурного плана Центральной Африки и замыканию геосинклинальной системы кибарид. Вышележащая надсерия Катанга залегает с угловым несогласием на всех более древних породах и, как уже говорилось, в пограничных районах Заира и Замбии образует складчатую зону катангид (так называемый Медный пояс), а севернее слагает платформенный чехол (Каэн, 1958; Саhen, Lepersonne, 1967). Нижнюю часть надсерии слагает серия Роан, наиболее полно развитая в Медном поясе, а в платформенной зоне часто выклинивающаяся. Нижний Роан (600–1200 м) — это изменчивый комплекс полевошпатовых и мономиктовых кварцитов, конгломератов, подчиненных граувакк и различных сланцев, который венчается пачкой сланцев и доломитов со строматолитами. Верхний Роан, местами налегающий прямо на кибарский фундамент, представлен филлитами и сланцами с прослоями песчаников и гравелитов внизу (300–1500 м) и магнезиальными, обычно оолитовыми известняками и сланцами вверху (300–600 м).

Более молодая серия объединяет толщу Мвашия и широко известный Большой конгломерат. Мвашия (600—800 м) залегает на Роане с размывом. а в северных разрезах местами выходит на фундамент. Ее слагают базальные кварциты с редкими линзами тиллоидов и ленточные, обычно карбонатные сланцы с подчиненными пачками кремнистых доломитов. Большой конгломерат налегает на Мвашию (согласно), на Роан (с размывом) и на Кибару (с угловым несогласием). В складчатой зоне он представлен конгломератами и тиллитами с прослоями кварцитов и филлитов (до 300 м), а на платформе — тиллитами, перекрываемыми конгломератами и затем кварцитами (до 200 м).

Верхние горизонты Катанги, выделяемые в серию Кунделунгу, распространены шире других ее членов и предваряются размывом и местными угловыми несогласиями. Нижнее Кунделунгу представлено песчано-глинистой толщей с подчиненными горизонтами известняков и доломитов, а в северных разрезах — и базальных конгломератов. Появление последних сопровождается уменьшением мощности надсерии от 2000-2500 до 200300 м. В некоторых маломощных разрезах у кровли рассматриваемой толщи появляются основные эффузивы.

Верхнее Кунделунгу отделено четким несогласием от более древних пород, а начинающий его Малый конгломерат на обширной площади в платформенной зоне залегает прямо на кибарском комплексе. В сложении Малого конгломерата на севере участвуют тиллиты и тонкополосчатые красноцветные песчано-глинистые сланцы (50–60 м), на юге — конгломераты, песчаники и сланцы с рассеянными гальками (60–80 м). Мегакласты в тиллитах на своих гранях нередко несут ледниковые штрихи.

На Малом конгломерате залегает невыдержанный пласт конгломератов, который начинает собою свиту Калуле, иногда выделяемую как среднее Кунделунгу ($150-300 \ m$). В сложении этой свиты доминируют розовые строматолитовые или онколитовые известняки, известково-глинистые сланцы и известковистые песчаники. Выше с размывом на различных горизонтах свиты Калуле, а в северных разрезах и на более древних породах вплоть до Кибары залегают красные и серые полевошпат-кварцевые песчаники, известковистые и слюдистые сланцы свиты Кюбо (до $1500-2000 \ m$ в складчатом поясе и около 1000 $\ m$ на плите) и венчающие разрез серии Кунделунгу красноцветные аркозовые песчаники, гравелигы и вышележащие сланцы свиты Плато (соответственно 1500 и 550-800 $\ m$), которой предшествует размыв.

На все катангские отложения наложена урановая минерализация с возрастом 620±20 млн. лет, которая во времени следовала за главной фазой складчатости этих отложений. При установлении максимального возрастного предела надсерии Катанги Л. Каэн и Н. Снеллинг (Cahen, Snelling, 1966; Cahen, 1970) основное значение придают датировкам синтектонических кибарских гранитов и считают, что базальные горизонты данной надсерии представляют собой молассу кибарской складчатости, отложившуюся вскоре после главной ее фазы. Нужно, однако, напомнить, что катангиды обладают автономным структурным планом по отношению к кибаридам, а активные контакты посттектонических гранитоидов кибарид с катангскими отложениями неизвестны. Поэтому, возможно, более правильно вслед за Т. Клиффордом (Clifford, 1968) для установления максимального возрастного предела Катанги привлекать датировки посттектонических кибарских гранитов. Эти датировки, как мы видели, равны 1050±50 млн. лет.

Приняв вторую точку зрения, мы встречаемся с другим противоречием. Дело в том, что в базальных горизонтах серии Бушимае, обычно сопоставляемой с серией Роан (Cahen, Lepersonne, 1967, стр. 254), содержится сингенетичный свинец с модельным возрастом 1120—1130 млн. лет. По изотопному составу он отличается от свинца из посттектонических жил кибарид, что подчеркивается наличием в тех же горизонтах серии Бушимае эпигенетического свинца кибарского изотопного состава; его модельный возраст 1020 млн. лет (Cahen, Snelling, 1966).

Эти противоречия наводят на мысль, что в какой-то мере был прав Н. А. Божко (1969б), когда писал о наличии в Экваториальной Африке отложений, промежуточных между Кибарой и Катангой. Однако новые палеонтологические данные по серии Бушимае (Bertrand-Sarfati, 1972) показывают, что вопрос о докатаниском возрасте может стоять только в отношении базальных ее горизонтов, а не всей серии, как считал Н. А. Божко.

Таким образом, мы приходим к выводу, что падсерия Катагна древнее 620±20 и моложе 1300 и, вероятно, 1050±50 млн. лет. Ряд внутренних датировок (Cahen, Snelling, 1966; Cahen, 1970; Clifford, 1968) и сопоставления с одновозрастными отложениями смежных районов позволяет уточнить возраст подразделений, входящих в эту надсерию.

Серия Роан, по всей вероятности, охватывает пограничные отложения среднего и верхнего рифея. В Медном поясе ее отложения (рудная серия) прорваны гранитом Люсака, Rb-Sr возраст валовых проб которого равен 790±70 млн. лет, а также пегматитами с изохронным Rb-Sr возрастом

227

890±40 млн. лет. Строматолиты из нижнего (?) Роана, по определению М. Е. Раабен, имеют среднерифейский облик, а в верхних горизонтах серии Бушимае, отвечающих верхней части Роана, описаны верхнерифейские их формы (Bertrand-Sarfati, 1972). Сходная последовательность строматолитов отмечена (Cloud, Semikhatov, 1969) в Юго-Западной Африке в доломитах Абенаб серии Отави, для базальных горизонтов которой среднерифейский возраст доказан радпологически (Cahen, Snelling, 1966). Важно отметить, что в верхней части серии Бушимае Ж. Бертран-Сарфати установила две последовательные ассоциации верхнерифейских строматолитов. Первую составляют Conophyton ressoti Mensh., Con. sp., Tungussia, Baicalia mauritanica B.-S., B. aff. anastomosa B.-S. и др., вторую — Gymnosolen aff. ramsayi Steinm., G. (Minjaria) uralicus (Kryl.), Conophyton sp., Baicalia. Те же две ассоциации прослежены Ж. Бертран-Сарфати в Северной Африке, где они подстилаются слоями с возрастом 990—1080 млн. лет.

Следующий возрастной репер в надсерии Катанга дают урановая минерализация в нижней Кунделунгу в Катанге и свинцовое оруденение в тех же и в более древних слоях в Замбии. Их возраст соответственно равен 670 млн. лет (U-Pb изохронный) и 715 млн. лет (модельный).

Приведенные данные говорят о принадлежности серии Большого ковгломсрата и Мвашия к средней части верхнего рифея и делают весьма правдоподобной ее корреляцию с ледниковым комплексом Мунлайт-Велли в Австралии. Л. Каэн (Cahen, 1970) считает ту же серию более древней, допуская, что пегматиты с возрастом 890 млн. лет во времени могут отвечать несогласию между нижним Кунделунгу и свитой Калуле, а граниты с возрастом 790 млн. лет относятся к тому же несогласию или к рубежу между свитами Калуле и Кюбо. Нужно, однако, напомнить, что упомянутые пегматиты прорывают только серию Роан. Движения, предшествующие свите Кюбо, датируются Л. Каэном в 670±20 млн. лет (первые проявления, возможно, 720 млн. лет). Если это заключение верно, то свиты Кюбо и Плато должны быть отнесены к терминальному рифею, а свита Калуле, Малый конгломерат и нижнее Кунделунгу — к верхней части верхнего рифея. Тем самым порывается заманчивая корреляция Малого конгломерата с вендскими тиллитами более северных районов.

Стратиграфический объем, размещение внутренних несогласий и наличие верхнерифейских тиллитов сближает надсерию Катанга с одновозрастными сериями Северо-Западной и Центральной Австралии.

Антиатлас

Рифейские отложения этого района обнажаются среди обширного поля развития фанерозоя в присводовых частях поднятий. Ядра последних слагают три последовательных комплекса пород (Choubert, 1963, 1964, 1967; Charlot et al., 1969): 1) ортогнейсы РСт-0, имеющие возраст более 2600 млн. лет; 2) метаэффузивы, парасланцы и гнейсы РСт-I, или «системы» Зенага, прорванные различными интрузиями и гранитизированные; 3) серия Эль-Граара, или РСт-I-II,— основные метавулканиты, сланцы и метапесчаники, которые в одних схемах считаются древнее поздних гранитов фундамента (Choubert, Faure-Muret, 1968), а в других — моложе их (Charlot et al., 1969).

Минимальный возрастной предел серии Эль-Граара принимается в 1700—1750 млн. лет на основании омоложенных датировок биотита из более древних слоев, так как допускается, что это омоложение и метаморфизм данной серии одновременны (Charlot et al., 1969). Наиболее молодые граниты фундамента (граниты Тазенахт) имеют Rb-Sr возраст 1630 (валовые пробы) и 1680—1850 млн. лет (мусковит); связанные с ними пегматиты по мусковиту датируются 1735 (Rb-Sr) и 1690—1900 (K-Ar) млн. лет. Для более ранних гранитов Азгемерзи, связанных с мигматитами, Rb-Sr возраст состаеляет 1735—1924 (валовые пробы) и 1680—1850 млн. лет (мус-



Рис. 73. Схематический профиль через район Эль-Граара (Антиатлас), по Шуберу (Choubert, 1963)

1 — ортогнейсы; 2 — кислые вулканиты; 3 — хлоритовые сланцы; 4 — основные породы; 5 — квардевые диориты; 6 — серпентиниты; 7 — флиш с тиллитами; 8 — квардевые диориты (северной полосы); 9 — риолиты с туфитами и брекчиями; Н — несогласие; Р — разломы. Вертикальный масштаб увеличен

ковит). Следовательно, формирование вышележащих рифейских толщ, отделенных от перечисленных образований угловым несогласием, не могло начаться раньше 1700—1750 млн. лет назад.

В основании рифейских отложений выделяется серия Кердус, или PCm-II, ранее не всегда отделявшаяся от серии Эль-Граара. Это мощная (до 2000 м) толща кварцитов, сланцев и подчиненных известняков, содержащих онколиты и более редкие строматолиты нижнего рифея (определения З. А. Журавлевой и И. Н. Крылова).

Выше с угловым несогласием на PCm-I и PCm-II залегает толща, в разные годы описывавшаяся как серия Тадилин, Лизат, Тадилин-Лизат, Сируа или PCm-II-III — кислые и более редкие основные эффузивы, аркозовые и кварц-полевошпатовые песчаники, ритмично-слоистые песчано-глинистые пачки, описываемые как варвы, тиллоиды, а также флишоидные пачки. Эти породы прорваны основными и кислыми интрузиями; Rb-Sr возраст последних по валовым пробам — 990 млн. лет, возраст лав 1200— 1250 млн. лет (метод не указан; Choubert, Faure-Muret, 1968).

Приведенные данные определяют принадлежность серии Кердус к нижнему, а серии Тадилин-Лизат — к среднему рифею (видимо, за исключением его наиболее молодых горизонтов).

Вышележащая серия Уарзазат, или РСт-III (400—600 м), залегает резко несогласно на всех более древних отложениях, обычно поставленных очень круто (рис. 73). Ее слагают кварцевые песчаники, среди которых присутствуют конгломераты, несколько покровов кислых эффузивов и редкие строматолитовые известняки. Трансгрессивно на серии Уарзазат и резко несогласно на всех более древних образованиях залегает серия Адуду. В ее составе выделяются четыре свиты: 1) базальная свита песчано-сланцевые отложения с прослоями конгломератов и брекчий, от 350 м до нескольких метров, местами отсутствует; 2) нижние доломиты серые массивные, иногда строматолитовые породы, которые в краевых частях бассейна параллельно с сокращением в мощности (от 3000 до 150 м) замещаются песчано-сланцевыми породами; 3) винно-красная серия— красноцветные песчаники, алевролиты и конгломераты (250— 600 м), частично замещаемые доломитами в южных разрезах; 4) верхние известняки — светлые, иногда строматолитовые породы (200—500 м).

Ранее предполагалось, что нижняя граница кембрия проходит в основании винно-красной серии. В последнее время Ж. Шубер (Choubert, 1964, 1967) установил, что первые археоциаты (они сравнимы с томмотскими; Розанов и др., 1969) появляются в пачке черных известняков, которая налегает на верхние известняки Адуду и отделяет их от вышележащих толщ с трилобитами.

По стратиграфическому положению серию Адуду можно условно отнести к терминальному рифею, а серию Уарзазат — к верхнему. Ж. Шубер (Choubert, 1967) две верхние свиты Адуду сопоставляет с тиллитамп и надтиллитовыми толщами Сахары и видит в них или во всем Адуду аналоги верхнего спарагмита Скандинавии.

Антеклиза Эглаб и северное крыло синеклизы Таудени

К югу от выходов докембрия в Антиатласе, за поясом развития фанерозойских осадков, располагается обширное субширотное поднятие фундамента Африканской платформы — массив Регибат; его восточная часть носит название антеклизы Эглаб. В сложении этого массива (Caby, 1965; Lasserre, Lameyre, 1969; Choubert, Faure-Muret, 1968; Панов, 1969) на западе доминируют архейские образования, в центре — полиметаморфические кристаллические комплексы, на общирных пространствах подвергшиеся интенсивной гранитизации (серии Шегга и Йетти), а на востоке — слабо метаморфизованные или неметаморфизованные вулканогенные толщи. Наиболее часто повторяющиеся значения Rb-Sr и K-Ar возраста пород и минералов упомянутых серий кристаллических пород 1950—2100 млн. лет, изохронный Rb-Sr возраст заключенных в них гранитов 2060 млн. лет. тогда как Rb-Sr возраст минералов геологически более молодых щелочных пород 2140 млн. лет (Clifford, 1968; Lasserre, Lameyre, 1969). Эти данные интерпретируются как доказательство интенсивного проявления в фундаменте восточной части Регибатского шита эбурнейской складчатости с возрастом около 1900-2100 млн. лет. Видимо, складчатость и магматизм этого возраста обусловливают радиологическое омоложение архейских серий западной части массива: цифры, превышающие 2500 млн. лет, здесь получены только Rb-Sr методом по валовым пробам, а датировки минералов близки к 1700—1900 млн. лет (Vachette, 1964; Furon, 1969).

На упомянутых кристаллических породах в антеклизе Эглаб залегает почти недислоцированная серия Уэд-Сусс. Это преобладающие эффузивы липаритового и реже дацитового состава, их туфы, в том числе широко распространенные игнимбриты, а также более редкие основные лавы, конгломераты, песчаники и туффиты, образующие быстро выклинивающиеся пачки, и в исключительно редких случаях — линзы известняков. Характерной особенностью этих пород является отсутствие всяких признаков метаморфизма, кроме автометаморфизма (Caby, 1965). С излившимися породами тесно ассоциируются гипабиссальные интрузии и сложный комплекс гранитов и базитов Афтут. Изохронный Rb-Sr возраст пород этого комплекса 1960 млн. лет, Rb-Sr и K-Ar возраст слюд 1960—2100 млн. лет (Lasserre et al., 1970). Если вспомнить, что возраст гранитов, предшествующих серии Уэд-Сусс, судя по изохронным Rb-Sr определениям, близок к 2050 млн. лет, то станет ясно, что становление этих гранитов, образование серии Уэд-Сусс и внедрение прорывающих ее интрузий — представляют собой явления, тесно сближенные во времени. Это подтверждается тем, что Rb-Sr анализы тех и других гранитов располагаются в достаточной мере линейно вдоль изохроны 2010 млн. лет (Lasserre, Lameyre, 1969).

Более молодые толщи антеклизы Эглаб и центральных районов массива Регибат представляют локально распространенные кислые вулканиты и красноцветные, вероятно, континентальные обломочные толщи (серии Нам и Гуем-эль-Хадид и др.), которые налегают на все более древние породы, начиная от гранитов Афтут и кончая археем. С этими вулканитами связаны субвулканические интрузии, для одной из которых указывается (Charlot et al., 1969) возраст 1250 млн. лет (?), подтверждающий корреляцию данной толщи с серией Тадилин-Лизат в Антиатласе.

Несогласно на все описанные отложения по южному обрамлению массива Регибат налегает терригенно-карбонатный комплекс, который вместе с палеозойскими осадками выполняет обширную синеклизу Таудени. В свое время он послужил основой для выделения инфракембрия (Menchikoff, 1946; Pruvost, 1961). Он протягивается вдоль северного крыла синеклизы более чем на 1700 км, на всем этом протяжении прекрасно сохраняя свой состав, благодаря чему его разрезы попачечно увязываются меж-



Рис. 74. Строение разреза инфракембрия в Адраре (Мавритания), по Тромпетту (Trompette, 1969)



Рис. 75. Схематический профиль через область развития докембрия в восточной части Адрара (Мавритания), по Моно (Monod, 1952) $C_1 - C_{10}$ — пачки, выделенные Т. Моно

ду собой (Menchikoff, 1946; Monod, 1952; Deply et al., 1963; Trompette, 1969). В составе комплекса выделяются две серии: Таудени, или Ханк, внизу и Каес вверху, разделенные географическим, а местами и слабым угловым несогласием. На западе упомянутой полосы, в Адраре (Мавритания), разрез их следующий (рис. 74).

Серия Таудени

- Свита Шар розовые и серые кварцевые песчаники с прослоями гравелитов внизу и доломитов и аргиллитов вверху......
- 2. Налегающая с размывом свита Атар (700 м), представленная в основании песчаниками, гравелитами и алевролитами с пластами доломитов, а выше чередованием пачек кремнистых строматолитовых известняков и доломитов с подчиненными пачками алевролитов п сланцев, в средней части свиты содержащих глауконит. Его возраст, определенный М. А. Гаррис по образцам Ж. Бертран-Сарфати, составляет 713 млн. лет. Среди строматолитов в нижней карбонатной пачке (I₅ на рис. 74) Ж. Бертран-Сарфати указывает Conophyton ressoti Mensh., Jacutophyton, Baicalia mauritanica B.-S., B. aff. bulbosa B.-S., Parmites aff. concrescens Raab., Tungussia, в пачке I₈ Yurusania, в пачке I⁹ Yurusania, aff. nisvensis Raab. и другие юрюзанин, а в пачке I¹⁰ Yurusania, aff. nisvensis Raab. и другие юрюзанин, а в пачке I¹¹ новые виды юрюзаний и Gymnosolen. Кроме того, в большинстве перечисленных пачек содержатся превставито, внеми и эндемичных групп строматолитов (Bertrand-Sarfati, 1972).
- 3. Свита Ассабет-эль-Хасан, так же отделенная от подстилающих отложений размывом. Она начинается пластом кремневой брекчии, а выше следуют маломощная пачка кремнистых строматолитовых известияков и толща тонкозернистых кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов с линзами доломитов и конгломератов

Стратиграфически выше с пластом железистых песчаников в основании залегает песчано-сланцевая пачка, перекрываемая слоями с фауной верхнего кембрия-ордовика и условно относимая к кембрию (Bassot, Delpy, 1960; Choubert, Faure-Muret, 1968).

Разрезы аналогов свит Шар, Атар и серии Каес на всем протяжении северного крыла синеклизы Таудени (более 1000 км) остаются настолько близкими к описанному, что большинство этих разрезов удается попачечно увязать между собой, несмотря на общее значительное сокращение мощностей на восток (Menshikoff, 1946; Monod, 1952; Caby, 1967; Bertrand-Sarfati, 1972). В отличие от этого свита Ассабет-аль-Хасан к востоку от Адрара (Мавритания) быстро выпадает из разреза и тиллиты Жбелия или C_{12} (рис. 75) в хребте Ханк несогласно налегают на верхние горизонты свиты Атар. Мощность аналогов свит Атар и Шар на востоке рассматриваемой полосы, в узде Шенашен, не превышает 160—170 м.

Мощность, ж

250

700

450



Строматолиты свиты Атар и ее аналогов во всех перечисленных выше районах Северной Сахары, а также в северо-западном Аххагаре в последнее время детально изучила Ж. Бертран-Сарфати (Bertrand, 1968, 1969; Bertrand-Sarfati, 1970, 1972; Bertrand-Sarfati, Raaben, 1970). Она показала, что на всем протяжении северного крыла синеклизы Таудени и в Аххагаре выделяется пять последовательных строматолитовых горизонтов, каждый из которых содержит характерный «индекс-вид» и сопутствующие ему в различных разрезах определенные наборы таксонов, представители которых обычно обладают однотипной микроструктурой. В основании строматолитосодержащих толщ Северной Сахары выделен горизонт с Conophyton ressotti и сопутствующими ему Jacutophyton, эндемичными видами байкалий, Parmites aff. concrescens, Gymnosolen cf. ramsayi, Tungussia aff. contusa. Выше обособлены горизонт с Gymnosolen, включающий G. ramsayi'. G. aff. ramsayi, Yurusania sp., горизонт с Tungussia globulosa и сопутствуюшими эндемичными группами Serizia и Tarioufetia, горизонт с Yurusania, охарактеризованный в разных разрезах Y. aff. nisvensis, рядом новых форм этой группы, Inzeria aff. djejimi и Gymnosolen directus, и локально развитый горизонт с Tifounkeia. Общий набор групп и присутствие ряда определенных форм не только определяют возраст рассматриваемого комплекса строматолитов как верхнерифейский, но и прямо сближает этот комплекс с уральским (Bertrand-Sarfati, Raaben, 1970). Важно подчеркнуть, что при определении этих форм Ж. Бертран-Сарфати имела возможность сравнить имеющиеся у нее образцы с типовыми коллекциями, хранящимися в Геологическом институте АН СССР в Москве.

В полном соответствии с возрастным заключением по строматолитам находятся радиогеохронологические данные по свите Атар и по аналогам рассмотренных отложений на западном и южном крыльях синеклизы Таудени. Роль главного репера при сопоставлениях рассматриваемых отложений играют тиллиты Жбелия, благодаря которым в общем сходные разрезы различных крыльев синеклизы Таудени надежно увязываются между собой (Сужи, 1967; Божко, 1969б; Панов, 1969). По образному выражению Ж. Сужи, здесь выделяются три комплекса пород, которые представляют собой «систему трех неправильно наложенных и сдвинутых по отношению одна к другой тарелок»: 1) серия Таудени и ее аналоги; 2) несогласно залегающая на ней или на фундаменте тиллитоносная толща; 3) предваряемая размывом верхняя обломочная толща, своими верхними членами, видимо, входящая в палеозой.

Для базальных терригенных горизонтов первого комплекса, которые подстилают слои с верхнерифейскими строматолитами, имеются два определения возраста: 1085 млн. лет (Rb-Sr изохронный, аргиллит в основании серии Cery Ceнегала; Bassot et al., 1963) и 990 млн. лет (глауконит из основания серии Сотюба Мавритании; Божко и др., 1971). Этот комплекс в Южной Мавритании прорван гранитами Николо-Коба, имеющими Rb-Sr

¹ Ныне Ж. Бертран-Сарфати (Bertrand-Sarfati, 1972) переописала эту форму как Gymnosolen hankii.

возраст 680 млн. лет; считается, что они предшествуют тиллитам. Песчаники над горизонтом с *Conophyton ressoti* в Мавритании заключают глауконит с возрастом 713 млн. лет (образцы Ж. Бертран-Сарфати, определения М. А. Гаррис). Выше тиллитов имеются две датировки: 620 млн. лет (глауконит в основании серии Томале; Божко и др., 1971) и 594 млн. лет (пелит серии Юкунукум Сенегала, Rb-Sr; Bassot et al., 1963).

Итак, возрастные данные по взаимноувязанным разрезам инфракембрия синеклизы Таудени говорят, что базальная терригенная часть первого его комплекса принадлежит верхам среднего рифея, терригенно-карбонатная часть этого комплекса (свита Атар и ее аналоги) является верхнерифейской, а тиллитовый комплекс и какая-то часть надтиллитового — вендской (s. str.); положение границы докембрия и кембрия здесь неопределенно. Серия Ассабет-эль-Хасан, подстилающая тиллиты, может принадлежать верхнему рифею или базальным горизонтам терминального. Вслед за Н. А. Божко (1969б) я условно принимаю вторую точку зрения. Если это так, то серия Таудени является возрастным аналогом надсерии Катанга.

С описанными отложениями инфракембрия в Антиатласе обычно сопоставляют серии Уарзазат и Адуду (Choubert, Faure-Muret, 1968; Charlot et al., 1969; Божко, 19696; Медведев, 1969; и др.). Поэтому можно думать, что накопление серии Уарзазат также началось в конце среднего рифея и, следовательно, приводившиеся датировки предшествующих ей гранитов несколько омоложены.

СИНТЕЗ ДАННЫХ ПО ПРОТЕРОЗОЮ АФРИКИ

Из приведенного материала следует, что в строении опорных разрезов протерозоя Африки устанавливаются как уже знакомые нам черты, роднящие эти отложения с американскими, австралийскими и евразиатскими, так и достаточно четкие индивидуальные особенности. В Трансваале, как и в Южной Ролезии, в допротерозойском фундаменте устанавливается проявление двух тектоно-магматических циклов: трансваальского, или свазилендского (около 3000 млн. лет), и родезийского (около 2600—2800 млн. лет) (Nicolaysen, 1962; Clifford, 1968; Хаин, Рошкован, 1969; Салоп. 1970). Граниты родезийского этапа в Трансваале прорывают серию Доминион-Риф и являются в общем одновозрастными тем образованиям, которые предшествуют протерозою на Канадском щите и в других рассмотренных регионах. Эти данные в согласии с собственными датировками серии Доминион-Риф служат главным доводом в пользу отнесения ее к архею. Второй довод в пользу этого дает анализ ее положения в общей схеме развития региона. По условиям залегания и формационному составу она близка орогенному комплексу складчатостей, завершающих раннепротерозойский этап развития. Поэтому вслед за В. Е. Хаиным и Г. Р. Рошкован (1969) я считаю, что серия Доминион-Риф (видимо, как и сопоставимая с ней серия Шамваян Родезийского массива; Шубер, Фор-Мюре, 1967) отражает орогенную стадию развития региона, являясь и с этой точки зрения членом архейского этапа развития. Что же касается серии Витватерсранд, во времени следовавшей за родезийскими событиями, то она со всех точек зрения сравнима с базальными горизонтами Гурона и других типичных серий нижней части нижнего протерозоя.

Родезийская (загоридская) складчатость достаточно широко проявилась на территории будущей Африки и вместе с более древней, трансваальской (свазилендской), привела к созданию ряда крупных массивов, сохранивших свою стабильность до наших дней (Трансваальский, Родезийский, Центрально-Африканский, Шайю, Касаи, Танганьикский, западная часть Леоно-Либерийского). Помимо этого, геологическими и (или) радиологическими методами родезийский кислый магматизм и метаморфизм устанавливаются в ряде других регионов Африки в составе нижнего струкгурного яруса более молодых складчатых систем или в поясах рифейской и нижнепалеозойской активизации. Здесь я имею в виду архейские образования оспования Регибатского, Камерунского и Туарегского массивов, Антиатласа, юго-западной оконечности материка («система» Кейс), Мозамбикский пояс и др. (Шубер, Фор Мюре, 1967; Хаин, Рошкован, 1969; Choubert, Faure-Muret, 1968). На основании этих данных В. Е. Хаин и Г. Р. Рошкован (1969, стр. 14) приходят к выводу, что в результате родезийского этапа складчатости «почти на всем пространстве Африки возникла платформа». Хотя столь широкая интерполяция данных и кажется преждевременной, нельзя не признать, что в основании ряда нижнепротерозойских складчатых систем Африки присутствуют архейские гранитогнейсовые образования и что процесс развития раннепротерозойских геосинклиналей в какой-то мере был связан с дроблением и переработкой более древнего фундамента.

Геосинклинальные отложения нижнего протерозоя Африки представлены обычно сильно метаморфизованными и дислоцированными, преимущественно терригенно-вулканогенными сериями. Лучше других изучены их западноафриканские представители, в которых Ю. З. Елизарьев и В. Е. Забродин (1970) по формационному составу выделяют три типа разрезов. Отложения стабильных массивов того времени (протоплатформ) наиболее ярко иллюстрируют описанные выше серии Трансвааля. По составу они близки одновозрастным отложениям одноименных структур других континентов, что уже отмечалось в литературе, выделяясь лишь повышенной ролью эффузивов и присутствием следов оледенения, вероятно, близкого по возрасту гоугандскому. Грандиозные мощности рассматриваемых серий в Трансваале (более 17 000 м) и их внутренние датировки говорят о том, что серии достаточно полно представляют собой отрезок времени, отделяющий родезийский тектоно-магматический этап от времени внедрения Бушвельдского комплекса (рис. 76).

Внедрение этого комплекса явилось частным выражением важных тектоно-магматических событий с возрастом около 1950—2100 млн. лет, которые широко проявились на территории Африки и в разных ее странах получили названия эбурнейской, лимпопо или кибалийской складчатостей. Их проявление, по геологическим и геохронологическим данным, устанавливается в различных районах Юго-Восточной, Экваториальной и Западной Африки как в составе самостоятельных протяженных поясов, причленившихся в ходе этих складчатостей к стабильным массивам, так и в составе фундамента более молодых складчатых сооружений или поясов активизации (Holmes, Cahen, 1957; Cahen, Snelling, 1966; Clifford, 1968; Колотухина, 1964; Хоутон, 1966; Хаин, Рошкован, 1969; Божко, 19696; и др.).

Возраст эбурнейской складчатости Западной Африки оценивают в 2000 (Bonhomme, 1962), 2050 (Cahen, Snelling, 1966), 1850-2050 (Clifford, 1968), 1800-2000 млн. лет (Choubert, Faure-Muret, 1968) исходя из изотопных датировок синтектонических гранитов и мигматитов. Основная масса этих датировок получена Rb-Sr методом, а при расчетах возраста использовано значение λ_{Rb} =1,47 · 10⁻¹¹ лет⁻¹. Использование принятого в СССР значения той же константы приводит к увеличению соответствующих цифр до 1900—2170 млн. лет. В таком случае эбурнейские синтектонические граниты и мигматиты получают следующие датировки: Западная Африка — 1950—2150, иногда до 2200 млн. лет (валовые пробы) и 1960— 2140 млн. лет (минералы); Центральная Африка (пояс Убенди — Рузизи и Буганда — Кибале) — 2040—2090 (изохронный) и 1818—2100 млн. лет (минералы); Юго-Восточная Африка (пояс Лимпопо) — 2035—2090 млн. лет (минералы). К-Аг возраст слюд из тех же гранитов в первых двух районах 1670—1960 млн. лет. В то же время немногочисленные U-Th-Pb датировки акцессорных минералов рассматриваемых образований не выходят за пределы 1940—2000 млн. лет, а свинцово-изотопный возраст галенитов оказывается несколько более древним — до 2190 млн. лет (Holmes, Cahen, 1957; Cahen, Snelling, 1966; Breemen et al., 1967; Clifford, 1968; Cahen et al., 1970; Vernon-Chamberlain, Snelling, 1969; Тугаринов, Войткевич, 1966, 1970).

На основании этих данных кульминация синтектонического магматизма и метаморфизма эбурнид может быть датирована 2050±100 млн. лет. Главной областью проявления эбурнейской складчатости была Западная и Центральная Африка. Здесь с нею были связаны интенсивные деформации, метаморфизм и гранитизация нижнепротерозойских геосинклинальных комплексов, приведшие к консолидации обширных зон. С более ранними этапами развития эбурнейских движений в Западной Африке было связано появление молассовых или молассоидных формаций (Елизарьев, Забродин, 1970), которые, видимо, входят в состав раннеорогенного комплекса.

Вслед за кульминацией эбурнейского магматизма и складчатости области эбурнид и, видимо. Значительная часть более древних стабильных массивов были вовлечены в сферу общих поднятий. В эбурнидах они сопровождались внедрением посттектонических гранитоидов и пегматитов с Rb-Sr и U-Th-Pb возрастом 1700-1800 млн. лет и радиологическим омоложением более древних пород (Bohnomme, 1962; Vachette, 1964; Clifford, 1968; Cahen et al., 1970). Лишь в отдельных впадинах здесь происходило накопление моласс. Наиболее ярким их представителем является Тарквий Западной Афдики, который всеми геологами причисляется к этому классу формаций. Он выполняет протяженные (до 250 км) прогибы, вытянутые согласно общим эбурнейским простираниям в пограничных районах Ганы, Берега Слоновой Кости и Верхней Вольты (Хоутон, 1966; Елизарьев и др., 1969). В его составе выделяется быстро изменчивая толша краснопветных песчаников, конгломератов и гравелитов внизу (до 1000 м) и песчаников и сланцев вверху (до 1200 м). Эти породы почти неметаморфизованы, но смяты в пологие складки и прорваны базитами и субвулканическими кислыми интрузиями, имеющими К-Аг возраст по полевому шпату 1715 млн. лет. Максимальный возрастной предел Тарквия устанавливается в 1950— 2000 млн. лет в соответствии с наиболее часто повторяющимися Rb-Sr датировками подстилающих его синтектонических гранитов Бирримия.

Ту же структурную позицию — между гнейсами, мигматитами и синтектоническими гранитами эбурнид, с одной стороны, и поздними гранитами основания, с другой — занимают серии Синго южной части Кении (пояс Кибали — Буганда) и нижняя серия Плато пограничных районов Танзании и Замбии (пояс Убенди — Рузизи). Как та, так и другая серии представлены мощными (до 2500-3000 м) толщами песчаников, конгломератов и алевролитов и лишь слабо метаморфизованы (Cahen, Snelling, 1966; Cahen, Lepersonne, 1967). Минимальный возрастной предел серии Синго Т. Клиффорд оценивает в 1900 млн. лет на основании К-Аг и очень неточных Rb-Sr определений возраста прорывающих ее гранитов (соответственно 1870 и 2030±200 млн. лет), тогда как слюды из предшествующих ей пегматитов имеют возраст 1820-2200 (Rb-Sr) и 1790-1900 (K-Ar) млн. лет. Нижняя серия Плато отделена несогласием от пород с Rb-Sr возрастом лепидолита 1780-1930 млн. лет и прорывается гранитами и пегматитами с возрастом 1790—1850 млн. лет (К-Аг, мусковит). С гранитами тесно ассоциируются мощные толщи кислых вулканитов, которые включают значительное количество игнимбритов и образуют складчатые покровы на юго-западном берегу оз. Танганьика (см. рис. 71).

Среди ранее описанных серий к рассматриваемому комплексу относятся серия Уэд-Сусс и ее аналоги на антеклизе Эглаб (возраст 1950— 2000 млн. лет), серия Лоскоп Трансвааля (древнее 1790 и моложе 1900—2000 млн. лет), а также, видимо, серия Эль-Граара Антиатласа и некоторые другие толщи Центральной Африки (Хаин, Рошкован, 1969). В отличие от прочих перечисленных серий, сложенных обломочными породами, серия Уэл-Сусс и порфиры окрестностей оз. Танганьика представляют осалочно-вулканогенную и вулканогенную фации комплекса. Большинство его представителей, как явствует из изложенного, приурочено к зонам эбурнейской складчатости, и только серия Лоскоп располагается в пределах области архейской консолидации, которая на более ранних этапах протерозойского развития была ареной накопления протоплатформенных серий. Нужно, однако, подчеркнуть, что лоскопские отложения образуют лишь узкую оторочку вдоль северного края упомянутой области, которая далее к северу срезается поясом Лимпопо, или Мессина (см. рис. 69). Этот пояс представляет собой обширную (900×200 км) зону развития интенсивно деформированных пара- и ортогнейсов, разделяющую Родезийский и Трансваальский кратоны. U-Th-Pb датировки сфена и радиоактивного концентрата цегматитов (Holmes, Cahen, 1957), а также Rb-Sr определения возраста биотита (Van Breemen et al., 1966) давали основание полагать, что эти гнейсы были сформированы около 2000 млн. лет назад (орогения Лимпопо). Однако новые определения изохронного Rb-Sr возраста валовых проб синтектонических гранитов и даек пояса Лимпопо (соответственно 2690 ± 60 и 2600 ± 120 млн. лет), равно как и прослеживание в его пределы южного продолжения Великой дайки (около 2500-2600 млн. лет) доказали, что субстрат этого пояса был сформирован в ходе архейского тектоно-магматического цикла (Van Breemen, Dodson, 1972).

Вместе с тем упомянутые U-Th-Pb датировки и новые изохронные Rb-Sr определения возраста биотита и калиевого полевого шпата, выделенных из рассматриваемых пород, подтвердили, что пояс Лимпопо около 2000 млн. лет назад испытал значительное наложенное термальное воздействие. Вскоре после этого он, видимо, превратился в зону поднятий, поставлявшую обломочный материал для формирования серии Лоскоп (Van Breemen, Dodson, 1972). Характерно, что мощности этой серии и степень ее дислоцированности возрастают по направлению к поясу Лимпопо (Van Breemen et al., 1966; Clifford, 1968).

. Итак, интересующие нас толщи помимо возрастной близости (время их накопления не выходило за рамки 2000±50 — 1750±50 млн. лет) объединены сходством состава, наличием быстрых фациальных изменений, условиями накопления и приуроченностью к областям эбурнейской складчатости или (серия Лоскоп) к зоне сочленения древних стабильных массивов с областями интенсивной динамо-термальной переработки эбурнейского возраста. Эти толщи выполняют либо линейные прогибы, в той или иной мере связанные с разломами, либо обширные наложенные впадины и оказываются прорванными гранитами повышенной щелочности с возрастом 1750—1800 млн. лет. На примере серии Уэд-Сусс ясно выступает приуроченность вулканогенных фаций комплекса к областям интенсивной эбурнейской гранитизации. Эта серия входит в состав уже известной нам по другим материкам вулкано-плутонической ассоциации, завершающей магматизм раннепротерозойских складчатых поясов. Все эти черты говорят о том, что мы имеем дело с уже знакомыми нам по другим континентам орогенными формациями заключительных этапов развития раннепротерозойских складчатостей. Подчеркивая типоморфность этих формаций для данного отрезка геологической истории Африки, В. Е. Хаин и Г. Р. Рошкован (1969) характеризуют его как «время отложения молассоилных красноцветных формаций».

Второй общей чертой, роднящей эбурнейскую складчатость с одновозрастными складчатостями других континентов, является агрессивность сопровождавшей ее гранитизации по отношению к областям архейской консолидации. Помимо зоны Лимпопо это устанавливается в Антиатласе, в Западной Африке (Bonhomme, 1962; Vachette, 1964), в бассейне нижнего течения р. Заир и в Туарегском массиве (Clifford, 1968).

Одновременно с рассмотренными событиями на некоторых стабильных массивах продолжалось накопление чехла (серия Франсвиль массива

Шайю с изохронными Rb-Sr возрастом 1850 млн. лет и сопоставимые с нею серии Центрально-Африканского массива), тогда как в Майомбской зоне, в поясе Кибале — Рузизи и, возможно, в некоторых других поясах продолжалось геосинклинальное развитие. Интенсивная складчатость и гранитизация в этих районах, а также в Антиатласе и отчасти в Леоно-Либерийском массиве проявилась около 1700—1800 млн. лет назад в связи с майомбским диастрофизмом. Последний явился завершающим для упомянутых поясов и привел к включению их в состав Центрально-Африканского щита (Choubert, Faure-Muret, 1968; Хаин, Рошкован, 1969). В результате к началу рифея, около 1750—1700 млн. лет назад, вся или бо́льшая часть Африки представляла собою огромный консолидированный массив, охваченный общим поднятием. Значительные части этого массива (Западно-, Центрально- и Южно-Африканский кратоны) сохранили свою стабильность в течение всего рифея.

Рифейская история континента в настоящее время может быть в какой-то мере восстановлена только для тех его частей, которые лежат вне Мозамбикского и Ливийско-Нигерийского поясов. Последние, согласно одним исследователям, представляют собой зоны архейской и (или) раннепротерозойской складчатостей, испытавшие мощное радиологическое омоложение в конце докембрия — начале палеозоя, а согласно другим геологам, являются областями рифейской активизации, прошедшими в рифее геосинклинальный цикл развития, завершившийся около 500—600 млн. лет назад (см. Шубер, Фор-Мюре, 1967; Тугаринов, 1967; Божко, 1969а). По существу не затрагивая рифейской истории этих поясов, я оставляю без рассмотрения и особенности развития Юго-Западной Африки, рифей в которой в значительной степени представлен геосинклинальными метаморфизованными сериями (фация Дамара), не описанными выше.

В пределах Африки, может быть, лучше, чем на других континентах, устанавливается полная независимость рифейского и в том числе раннерифейского или кибарского структурного плана от более древнего (Шейнманн, 1958; Штрейс, 1964; Шубер, Фор-Мюре, 1967; и др.). Лучше всего это видно на примере пояса Кибара — Урунди, который при протяженности более 1500 км почти под прямым углом сечет простирания раннепротерозойских структур (см. рис. 71). Заложение внутрикратонных геосинклинальных прогибов Кибарского пояса и связанной с ним зоны Ирумид сопровождалось частичным дроблением дорифейского фундамента и интенсивным прогибанием значительной по своей площади зоны. Если верна корреляция Кибары с «системой» Сансиква-Бамба (Каэн, 1958; Cahen, Snelling, 1966; Божко, 1969б), то можно говорить о заложении в это же время на майомбском и более древнем основании геосинклинали вдоль западного побережья Экваториальной Африки (Западные Конголиды).

Нижнерифейские платформенные отложения в Африке пользуются очень ограниченным распространением. Их нет ни в Западной Африке, ни в Сахаре (Шубер, Фор-Мюре, 1967), а также, видимо, в Центрально-Африканском массиве, ибо те серии, которые Ж. Шубером и другими авторами относились здесь к возрастным аналогам нижнего рифея, хорошо сопоставляются с серией Франсвиль Заира, являющейся, по новым данным, дорифейской. В описанных ранее разрезах платформенный нижний рифей представляет серия Ватерсберг Трансвааля и, видимо, серия Кердус Антиатласа (Шубер, Фор-Мюре, 1967; Charlot et al., 1969), которая ныне интенсивно дислоцирована. В целом же ранний рифей — это время высокого стояния стабильных массивов Африки и развития геосинклинальной системы кибарид в экваториальной части материка. Собственно кибарская система отличалась сравнительно кратковременным развитием — ее замыкание связано с одноименной складчатостью, возраст которой ныне оценивается в 1300—1350 млн. дет (см. выше). Поэтому кибарилы представляют собой уникальное явление, так как второй зоны завершенной складчатости этого возраста ни в Африке, ни на других континентах не известно и, видимо,

нет. Это подчеркнул М. В. Муратов (1965), когда он, датируя кибарскую складчатость 1000—1100 млн. лет, исключил тектоно-магматический этап с возрастом 1300—1400 млн. лет из числа платформообразующих. Отголоском кибарских событий в пределах стабильных массивов Африки были щелочные интрузии с возрастом около 1300—1400 млн. лет (комплекс Пилансберг и др.).

Кибарская складчатость Центральной Африки и в какой-то мере одновозрастные ей движения в Сахаре и Антиатласе привели к существенному изменению структурного и палеогеографического плана в рассматриваемой части континента. Только в Западных Конголидах и, видимо, в зоне Ирумид на рассматриваемом рубеже продолжалось «сквозное» геосинклинальное развитис; замыкание этих систем было связано с более поздними событиями.

Зона Киба; : д после одноименной складчатости, видимо, представляла собою область поднятий и внедрения серии посттектонических интрузий, и только по ее флангам в это время, вероятно, происходило накопление моласс базальной части серии Бушимае и одновозрастных толщ.

На северо-западе Африки в начале среднего рифея стал формироваться платформенный чехол на массиве Регибат (существенно континентальные серии Гуем-эль-Хадид, Нам и др.) и возникло несогласие, разделяющее в Антиатласе формационно контрастные серии Кердус и Тадилин-Лизат. Нижнерифейская серия Кердус, как мы видели, обладает значительной структурной обособленностью и с этой точки зрения напоминает Кибару. но, по мнению Р. Шарло, Ж. Шубера и А. Фор-Мюре, представляет собой «складчатый платформенный чехол», деформированный и частично гранитизированный в связи со среднерифейскими событиями. Серия Тадилин-Лизат обычно трактуется как геосинклинальное образование, а вышележащую серию Уарзазат все единодушно считают платформенным чехлом [Шубер, Фор-Мюре, 1967; Медведев, 1969; Charlot et al., 1969; Leblanc, 1968 (1969)]. Если эти тектонические построения верны, то Антиатлас дает нам пример формирования на гетерогенном дорифейском основании платформенной серии нижнего рифея, последующего дробления этой платформы в связи с предсреднерифейскими движениями, а затем накопления вулканогенно-осадочной серии первой половины среднего рифея.

Из сказанного следует, что геологическая история Африки в начале среднего рифея отличалась большим своеобразием; развитием завершенной кибарской складчатости, общим высоким стоянием материка и крайне слабым развитием характерной для среднего рифея Евразии, Америки и Австралии эпохи заложения рифейских миогеосинклиналей и трансгрессии на платформы. Эти события произошли здесь позднее, после широко развитого в различных зонах Африки гранитоидного магматизма с возрастом около 1100—1050 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1966, 1970; Clifford, 1968), который на северо-восточной и на юго-западной оконечностях материка сопровождался повторным высокотемпературным метаморфизмом архейских пород (Nicolaysen, Burger, 1965), а в зоне Ирумид -- складчатостью, приведшей к замыканию и консолидации значительной ее части (Божко, 1969б). В Антиатласе, видимо, к этому же времени относится интенсивная деформация и частичная гранитизация серии Тадилин-Лизат и подстилающих образований. Эти события связывают с так называемой складчатостью Восточного Антиатласа, возраст которой Ж. Шубер и А. Фор-Мюре определяют в 1000-900 млн. лет. По-видимому, эти цифры должны быть несколько увеличены, так как в основании серии Уарзазат. ложащейся на эпивосточноантиатласское несогласие, есть все основания полагать присутствие наиболее молодых горизонтов среднего рифея (см. выше).

Вслед за этими событиями, в конце среднего рифея, в Африке произошла резкая перестройка структурного плана, связанная с заложением дугообразной Дамара — Катангской геосинклинальной системы, с началом прогибания крупнейшей синеклизы Таудени, а несколько позднее (?) и синеклизы р. Заир, с развитием на флангах первой из них глубоких линейных прогибов (Мавритано-Сенегальского и Атакорид-Гурмы) и с накоплением платформенного чехла в Антиатласе. Лишь немногие структуры избежали этой перестройки (Хоутон, 1966; Божко, 1969б; Хаин, Рошкован, 1969; Cahen, Lepersonn, 1967; Clifford, 1968).

В соответствии с этим средний рифей в Африке обычно представлен двумя геологически обособленными комплексами. Нижний из них, предшествующий упомянутой перестройке, развит локально в связи с высоким стоянием кратона после кибарской складчатости (молассовые толщи, накапливавшиеся на флангах кибарид, серия Тадилин-Лизат в Антиатласе и ее аналоги). Верхний комплекс, накапливавшийся в рамках нового структурного плана, развит очень широко и входит в состав базальных горизонтов таких подразделений, как надсерия Катанга, серия Таудени и их аналогов. Обоснованием среднерифейского возраста этого комплекса служат как радиогеохронологические, так и довольно скудные палеонтологические данные, тогда как отнесение к среднему рифею подстилающих образований опирается на радиогеохронологические и общегеологические материалы.

Отложения верхней части среднего рифея в Африке постепенно сменяются палеонтологически и радиологически доказанным верхним рифеем, содержащим на севере материка богатый и весьма характерный комплекс строматолитов. Верхнерифейские толщи входят в состав средних горизонтов перечисленных выше подразделений и наиболее типично выражены, как мы видели, в Катангской зоне, в синеклизе Таудени и в Антиатласе.

Катангская интракратонная геосинклиналь заложилась на гетерогенном основании: на складчатых кибарских, майомбских и более древних образованиях. Эта структура, равно как и сопряженная с нею с севера платформенная впадина, в целом унаследованно развивалась вплоть до середины терминального рифея, пережив при этом несколько моментов усиления тектонических движений. С этими этапами были связаны некоторые палеогеографические изменения, наиболее ярко проявившиеся в смежном платформенном бассейне, а на поздних этапах — и складчатость. Первые две фазы этой складчатости (710-790±70 и 670±20 млн. лет назад) были слабы и неповсеместны, а третья, катангская, с возрастом 620±20 млн. лет явилась завершающей для одноименной геосинклинали. Помимо этого, катангские движения, говоря словами Шубера и Фор-Мюре (1967, стр. 94), «остановили развитие большинства геосинклиналей, опускающихся прогибов и бассейнов верхнего докембрия» Африки, наложившись, таким образом, на структуры разного времени заложения. Лишь синеклиза Таудени, обрамлявшие ее Мавритано-Сенегальский и Атакорский пояса, прогиб Антиатласа и не рассматриваемая здесь геосинклинальная система Юго-Западной Африки продолжали свое развитие. С катангскими движениями в Центральной Африке было тесно связано накопление молассовых толщ Кюбо и Плато, венчающих надсерию Катанга, и серии Инкизи, залегающей в кровле разреза докембрия в зоне западного побережья Экваториальной Африки.

В синеклизе Таудени и в прогибе Антиатласа тенденция к общему опусканию сохранялась в течение всего терминального рифея (см. рис. 76). С одной из фаз рассматриваемых движений здесь были связаны лишь формирование несогласия, предшествовавшего серии Адуду в Антиатласе и разделившего серию Таудени и тиллитоносный комплекс в одноименной синеклизе, инверсия тектонического режима в Мавритано-Сенегальском и Атакорском прогибах; прекращение осадконакопления в зоне Гурмы и внедрение гранитов Никола-Коба с возрастом около 680 млн. лет. Ряд свит, накапливавшихся в это время в названных поясах, представляет собой типичные молассы (Хаин, Рошкован, 1969).



Рис. 76. Схема соотношений главных литостратиграфических комплексов опорных разрезов претерозоя Африки Условные обозначения см. на рис. 25

Momonwul Boo- pacm, work. nom Holmes, Cathen	1955 Тугаринов, 1956	Полканов, Герлине, 1958, 1960	Войтневич, 1959 Семененко, 	1960 СССР, СССР,	Самвненка, 1962	Полкайов, Герлинг, 1961, 1964	Виноградов, Тугаринов, 1961	Buwazpadog, Tyrapurob, 1964	Goldich el al, 1961	Stockwell, 1961, 1963, 1964 α	Stocxwall, 1964 5	Eardley, 1964	Furon, 1963	llarreů, 1965 Mexilburapodnas mexilburapodnas fisterna édiprite	марты, (301) Международная хеаловическая Карта (Обручев, 196ч)	Cemuramoô, 1984	Tappuc u dp., 1964	Комиссия по авс. возрасту (Аранасоев и др., 1964)	Салоп, 1964 б	06pyveð, 1964 06pyveð ú ðp., 1967	Семихатов, 1966	Тугаринов. Войтневич, 1968	Семененка; 1967	Welin, 1966 a	Dunn et al., 1966	A.A.Богданов, 1967	Vajner, 1967 Choubert, 1967	-Muret, Faure- Muret, 1968	Hernep, Npamu, Heernob, 1968	Ca.non 1968 a, 6 Campetan, Arriena	1998/	1968 1968	Нутнов, 1968; Нутнов, 1968 Стал	1968, 1971 Burnospadoð, Tijsapurnoð,	1968 Goldtch, 1968	Kernep, Cemu zamod, 1968	Тентоническая карта мирза (Богданов, 1969)	Tyrapurod, Boulmesout,	Меннер, Штрейс, 1971 Беккер, 1972	Семизатов, 1972	Изотонный воз- раст, мон. нет
Орагони- Ирагони-	циклог перетоно-													1	and the second se							Тентоно-	uit the			IN MARCE				-Derader Record	Doudov- men caput				anour anour			- Divezza - Divezza - On Guinezza	Spbi		
6 00	ممومم	h		-		Ane Appul	*****		ممممم	ممموم		hand	Интра нанорий			مممم	*****	S HIM HIM		a n n n n n	***			ممم	hanp				R= V#		In	mpgal	Band		1		- 		Венд	*****	- 600
1855	-900	Готокаре- лиды	ped month puper	m II oosou II , cumuu)	notice	R-II	СтИ или терогод ифей Ш	(pad bed)		й 		Kembpuú	PCm II)	lpaßa- hudei baiwai	Bapamui	to So ‡	sout #	f i B	3nu- npameposola			1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	e w6pud mepospúl	1		CHURCH A	au M	PCmA	ß	pocomod	1	рпнаф	R3	pomosod	malknar	R- Pon '3	Новейший долембрий РЕ-1	kamaye ckud	pod	ерании Тангаур 1	1 -
1000	3 0 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1		South ou Separation	Demond)	∏wJd	tind R-I	d upo	nd) modu	иетбрий и н о	0.1	0 10	од ранде		Char		о й ерхний -	npomepo	± 1 1 1		o u	nachnd =	+ 0 m			ů Jenaudc	Aano - Constantino (payna - badane.m- Caran)	demepos		ú bupped	₩ ₩ ₩	500 13	nua xa	n and a star	ann ann ann ann ann ann ann ann ann ann	wõpuul		н Новый дожембрии	1-444	i purped		H - 1000
	p c p c	Свекофен- ниды	ирозой	~	Pt-11	1-1 1	neposoti 1 Puqeti 1	~	здний до, и в и	. " лл	0 3 7 4 ×	w .	GA	amny- oudu		0 3 6 9 4 9 4 9	ертний Р и Ф	2 2 2 X X X X X X X X X X X X X X X X X	рпна	0 J Bepx	о 3 Серхний	a 3 (+ 66pith	pud IT pud IT nosodIII)	\$	0 2 0 V		• y	PCmB	e e e	(padind)	1 0	Horsenu	, 1	ний доне	энар ран.	#cm 3 #	PE-2	u Tpenbuy	Неогой сровни рифой э	едний и д Стеди	-
1400 -	0 0 0 1		терозой	PCm III eposoù I	Pt II	lomu 1-9	(ринш Град Или прог	meposon	Ao.	e p cpedi	c b	Popul	(PCmIII)	Tomana	-	d 9	8	Ra	0 d	a _	a R	средниц	аротар Спротер	Ş	c p mapuil	<i>Готска я</i>	0 0 '2	Pont	0 R,	Heorpool	i na a	nut bunud	(processo	pomosoú Bepz	BBPX BBPX	7- 7-	Средний докембрии РЕ-3	0 0 c	padna d	P CP	-1400
1800-	icras Me	Kapenuðo	un II upo	шоdy	PCm III n	noprivation	PCm III ped- Pu	ndy		E	E Te	ний доке	-	аралиды Карала Сбала		E 0		е <u>Т</u>	0 0 3 0ednuú	т с	т е	Maddawu	Aawaw Sound I Neona	 	p o m Kapneni	+++++++	femaapx		m e	- odu	E R	Xe.nu Maneoa	(maginal)	Hean	cdfg - Phil	-	Apostmuú	5 Medbew Chu	• •	в Т	# -1800
Rumo	nano ona	беломори- ды	opuú zmí) Pl	H	-17		Беломо- риды	·····	докембри. о н	a . ,	p 0	Cped	6		₩ 	рпн.		p o	e #	0 0	0	+ o #			рпнра аднад	Фелно- нарель- ская	0 II	2 H	0 ##	West Mest	Ala- a	0	2		bpurí	8- PCm	P6-4	. .	o s c enuit	0 H	
2200 -			אמנים קטאפים	PCm II I E 4	zeń	20 8 1		e 12	Средний Гур	пнжпн И	0 4 4	$\left - + \right $		Балоно	- Mennud	WINN		 Ц	р о ний	рпнжпн И	рпнжи	Ш	nemeposou]	Hanae	//////////////////////////////////////	≈ ₩	D PCml	рпнж	inosou	for C	Apebu	(Indorea work	оотозой докембрии	nul donam	-	Древней - ший донетбрий РЕ-5	е дний торский	р с и с	0 B	- 2200
	ú ulcxa e	5-11 1901mm	(ded (de	dr	PCmII ap	ний арто амиды)		X D X					сраний с Граний с (РСт II)	ani -	•		pndgwaw	The second second second second second second second second second second second second second second second se	идж.			₹ 	45 		ζ.	ACC ACC	Apasd		774	Re nearpo			tin	Meson Cpednut	Cped	ACm		x Den	о <i>млн</i> И И		
2600 - Wamb cru	Podesu Podesu	08J S-I	, PGm	min	a-1	HULK 1001 1-1,		13	SHINWEN	~		Djud				פי	, ний до								e'	ľ	π			+++++++ #	 ∰	∻ ∭				<u>-</u>		vuul avut-			-2500
-3400	d d	KAr-	governöpuu (apzeki)	z e d	sed 15	r e d	•	e U	тембрий Тимиа	•	ני •	ul donew		nanap- base- enus		•	Hum	ישי	E,	ą	בי	ă untexunt	1 10		4	Seamer.	•	a.	' 9	4		•		озой нембрий	рподнем		Hau- - doolweu - avuu	A mum	p o a d	, c	-3000
3000 185	V WWW	a b H c	расфон нижниј шихартец	PCm.	l xamap	<i>m a p</i>		0 E	нний до 1	A A	H	Ранни	(PCm I)			<i>b x</i>	1		H		н	Podes	(Aprembp		d ¥		a T amapzeu	PCa		H I/	de:	•	H	ар ранна, шодианг	ар рана	7- /0/	докамбрий РЕ-5	vud ud	A P K	H	
3400	ALAN. JA	K -1	PCm I was	X a	PCm	× -1	• •	a X a	. Ра	*	*					*	•			*	*	-	Ĺ				×			•			•		۲.	1- 80-		Apeb. Konecki	6 V 6		- 3400

1

.

Рис. 77. Сравнение схем расчленения докембрия, предложенных после внедрения радиогеохронологического метода

Вертикальная штряховка — указанные автором данной схемы пределы возрастной неопределенности в положении границ. Особыми знаками выделены подошва и кровля протерозоя и подошва кембрия

Прогиб Антиатласа и, видимо, синеклиза Гаудени и некоторые зоны Ламарского пояса (серия Нама) сохранялись как отрицательные структувы и при переходе к кембрию, благодаря чему здесь отложения терминального рифея (венда) тесно связаны с палеозойскими. В отличие от этого большая часть материка на рубеже рифея и кембрия проходила стапию общих поднятий, которые продолжались и позднее и сопровождались внедрением гранитов с изотопным возрастом 500-570 млн. лет (дамарский «эпизод» Т. Клиффорда или панафриканский орогенез У. Кеннеди). Значительная часть этих датировок была получена K-Ar и Rb-Sr методами (Тугаринов, 1967; Clifford, 1968) по минералам тех гранитов, которые залегают среди полиметаморфических комплексов Ливийско-Нигерийского и Мозамбикского поясов, традиционно считавшихся раннедокембрийскими. Это открывало возможность объяснять все относительно «молодые» патировки гранитов в названных поясах радиологическим омоложением пород (Шубер, Фор-Мюре, 1967), тем более что присутствие в них порифейских образований подтверждалось единичными реликтовыми цифрами. Однако имеются две группы фактов, частично уже суммированных Н. А. Божко (1969а, б), которые свидетельствуют, что Ливийско-Нигерийский пояс нельзя трактовать просто как зону радиологического омоложения. Во-первых, среди датировок, лежащих в пределах 500-600 млн. лет, имеются цифры, полученные Rb-Sr методом по валовым пробам, K-Ar методом по роговой обманке и единичные U-Th-Pb определения акпессорных минералов. При этом для некоторых массивов действительно наблюдаются резкие расхождения между «молодыми» значениями K-Ar и Rb-Sr возраста слюд и «древними» датировками валовых проб и акцессориев, но ряд объектов дает согласующиеся значения. Во-вторых, в Ливийско-Нигерийском поясе присутствуют метаморфизованные и складчатые рифейские отложения. в составе которых доказаны аналоги серий, выполняющих синеклизу Таудени (Божко, 19696; Caby, 1969).

Иначе говоря, в Ливийско-Нигерийском поясе в начале кембрия имели место складчатость, метаморфизм и гранитный магматизм, которые наложились как на верхнедокембрийские (средний — терминальный рифей) отложения, отличавшиеся повышенными мощностями и составом от развитых в синеклизе Таудени, так и на кристаллические раннедокембрийские комплексы, вызвав в них повторные динамо-термальные преобразования.

Раздел З

ОБЩЕЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПРОТЕРОЗОЯ

Рассмотрев в двух предшествующих разделах современное состояние методов общего расчленения и телекорреляции докембрия, стратиграфию, геохронологию и палеонтологию протерозоя в классических районах его распространения, а также некоторые черты протерозойского развития материков, в данном разделе мы попытаемся приложить эту информацию к выявлению наиболее крупных общих этапов развития земной коры и жизни в протерозое и к конструированию на этой основе его стратиграфической шкалы.

Глава I

ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ДОКЕМБРИЯ И ОБОСНОВАНИЕ ЕЕ ГРАНИЦ

За восемьдесят с небольшим лет, прошедших со времени первых попыток общего расчленения докембрия, взгляды на принципы, на методы и на самую возможность такого расчленения заметно менялись. После первого этапа быстрого и в то время казавшегося легким выделения архея, протерозоя и подчиненных им единиц на основании историко-геологических особенностей супракрустальных комплексов на долгое время укрепилась идея о невозможности установления в этой части разреза общих подразделений. Поэтому в одних странах совсем отказались от попыток обособления архея, протерозоя и прочих общих единиц, а в других, хотя и делали такие попытки, но подчеркивали, что эти термины применяются к региональным структурным или вещественным комплексам горных пород (например, Обручев, 19586, 1963а, 6; Меннер, 1960; McDouga! et al., 1965; и др.). Тем самым упомянутые подразделения первоначально выделявшиеся как общие, по существу переводились в ранг литостратиграфических.

За последние 12—15 лет, после накопления значительной радиогеохронологической информации, идея о возможности и необходимости постросния глобальной шкалы докембрия постепенно вновь овладела умами геологов. Отражением этого явились те многочисленные и в значительной своей части очень противоречивые схемы расчленения докембрия, которые были опубликованы в последние годы (рис. 77). Эта противоречивость во многом объясняется различием принципов, положенных в основу создания таких шкал, с одной стороны, и неоднозначной оценкой относительной роли историко-геологических рубежей — с другой. Происшедший в последние годы несомненный спад в количестве публикуемых новых схем (рис. 78) объясняется не сближением точек зрения авторов, а конечностью числа возможных вариантов.

Одна группа геологов выдвигает для докембрия особые принципы обmero расчленения, отличные от принятых в фанерозойской части шкалы. Это находит свое выражение прежде всего в том, что главной задачей такого расчленения считается создание геохронологической шкалы, которая не связана со стратиграфической и строится только на основании анализа ралиогеохронологических данных. Иначе говоря, геохронологической шкале в докембрии отволят роль, прямо обратную той, которую она играет в фанерозое (Тугаринов, Войткевич, 1966, 1970; Меннер, Штрейс, 1971). В крайнем своем выражении эта точка зрения приводит к тому, что ниже подошвы кембрия предлагается выделять по изотопным данным условные отрезки времени равной продолжительности (Боровиков, Спижарский, 1965; Trendall, 1966; Goldich, 1968; и др.) или вообще отказаться от конструирования шкалы и просто определять возраст каждого данного литостратиграфического подразделения в миллионах лет (Rankama, 19706). Отсутствие связи со стратотипами, а нередко и полное абстрагирование от супракрустальных комплексов и неизбежное вовлечение в анализ значительного количества омоложенных датировок в отрыве от геологического контроля за их значением определяют уязвимые стороны данного подхода. В конечном итоге он должен привести к тому, что для единой колонны докембрийских и фанерозойских отложений мы будем иметь две несравнимые шкалы расчленения.

Более предпочтительной и шире распространенной является точка зрения, что в докембрии необходимо соблюдение «фанерозойских» принципов широких стратиграфических построений (Келлер, 1952: Соколов. 1958, 1964; Кратц, 1958, 1963; Салоп, 19646; Семихатов, 1966; Келлер, Семихатов, 1968; Alcock, 1934; Stockwell, 1964b; Dunn et al., 1966; Crook, 1966; Harland, 1968; Rankama, 1970а; и др.) или, говоря в более общей форме, соблюдение единых принципов изучения криптозоя и фанерозоя (Сидоренко, 1967, 1969). Однако коль скоро для обоснования стратиграфических рубежей в докембрии обычно принимаются стадии кульминации тектоно-магматической активности, то некоторые сторонники рассматриваемой точки зрения на практике нарушают декларированные ими принцины и в качестве главного инструмента построения шкалы принимают изотопные датировки кристаллических пород «орогенического значения». Тем самым первоначально строится геохронологическая пикала и данный путь смыкается с ранее рассмотренным. Так, например, К. Стоквелл – автор современной шкалы расчленения канадского докембрия — подчеркивал, что ее подразделения (time-units) должны базироваться на типовых разрезах (Stockwell, 1964 a, b, 1968). На практике такие подразделения этой шкалы, как хадриний, палео- и неохеликий, выделены только на основа-



243
нии статистического анализа изотопных датировок интрузивных и метаморфических пород, причем в качестве типовых для них районов взяты такие, в которых супракрустальные комплексы данного возраста совсем или почти совсем не развиты либо не выделены. Подобные примеры, известные при построении схем расчленения докембрия и других континентов (Семененко, 1962, 1964, 1967; и др.), подчеркивают то, что выделение тектоно-магматических циклов должно проводиться на основании всей совокупности геологических и радиологических данных (Войткевич, 1959; Салоп, 1960, 1964б; Богданов, 1967, 1969; Геохронология докембрля Сибирской платформы..., 1968; Dunn et al., 1966; Compston, Arriens, 1968).

Более последовательными в отношении принципов общей стратификации протерозоя были авторы опубликованных в последнее время схем расчленения той или иной его части в Евразии и в Австралии (Келлер, 1952, 1964; Кратц, 1958, 1963; Келлер и др., 1960; Б. С. Соко-лов, 1964; Салоп, 19646, 1968а; Палей, 1965; Обручев и др., 1967; Келлер. Семихатов, 1968; Mawson, Sprigg, 1950, 1952; Thomson et al., 1964; Mc Dougall et al., 1965; Dunn et al., 1966; и др.). Авторы этих схем, вслед за создателями ранних канадских шкал (Emmons, 1888: Van Hise, 1908; Alcock, 1934; и др.), исходили прежде всего из анализа особенностей строения, состава и структурных соотношений супракрустальных комплексов. В части верхнего докембрия нашей страны этот анализ дополнялся или в какой-то мере заменялся рассмотрением последовательности смены комплексов органических остатков. Тем самым создавались собственно стратиграфические схемы, которые затем служили основой для построения или уточнения геохронологических шкал (Полканов. Герлинг, 1960, 1961; Гаррис и др., 1964; Герлинг и др., 1965; Салоп, 19686, 1970; Кратц и др., 1968; Compston et al., 1966; Dunn et al., 1966; Compston, Arriens, 1968).

Наиболее сильной стороной таких шкал является то, что они опираются на систему типовых разрезов и, следовательно, никакие уточнения изотопного возраста границ того или иного подразделения не могут повлиять на его объем и соотношения с другими единицами. Именно с таких позиций я стремился подойти к созданию общей шкалы расчленения протерозоя. Нужно только отметить, что из-за грандиозного объема обших подразделений докембрия очень трудно выбрать такие их разрезы. которые отвечали бы современным требованиям к стратотипам. Не всегда спасает положение и выделение какого-то района в качестве стратотипической местности. Поэтому вслед за К. Круком (Crook, 1966) и В. Харландом (Harland, 1968) необходимо признать исключительную роль страподразделений докембрийской стратиграфической тотипов границ шкалы.

Большинство сторонников рассматриваемого подхода к расчленению докембрия считают, что главным методом обоснования предлагаемых шкал является историко-геологический. Реже применительно к верхнему докембрию на первое место выдвигается палеонтологический метод, а иногда принимается необходимость использования комплекса радиогеохронологических, палеонтологических и историко-геологических данных в соответствии с общим требованием комплексного обоснования стратиграфических границ. В подкрепление этой точки зрения, одно время развивавшейся и автором данной работы, приводились соображения о том, что эпохи тектоно-магматической активности, радикально меняя палеографию прошлого и вводя в кругооборот вещества огромные массы ювенильного материала, не могли не повлиять на эволюцию литогенеза и органического мира (Гаррис и др., 1964 Семихатов, 1966).

Но, как уже говорилось, сфера применения радиогеохронологического метода должна быть ограничена корреляцией и датированием рубежей, обоснованных другими данными. Поэтому можно ставить вопрос с совместном использовании для расчленения только палеонтологических и историко-геологических критериев. На первых этапах исследования казалось, что они дают согласные результаты. Это кажущееся совпадение объясняется тем, что палеонтологические данные поначалу выступали не как способ обоснования границ, а только как метод определения возраста и литостратиграфических корреляции ранее выделенных комплексов (например, Келлер и др., 1960). Позднее же, когда сведения об вертикальном распределении органических остатков докембрия стали применяться как критерий расчленения (Семихатов, 1962; Журавлева, 1964; Комар, 1966; и др.), сразу же стала ясна известная независимость падеонтологических границ от историко-геологических рубежей. В качестве примера можно сослаться на положение нижней границы терминального рифея в Европейской части СССР и на положение подошвы верхнего рифея в Сибири.

Поэтому стремление совместить палеонтологические и историко-геологические критерии в обосновании одной и той же границы на деле нередко приводило к предпочтению какого-то одного из них в ущерб другому или к признанию двойственного характера некоторых границ в рифейской части шкалы (Келлер, Семихатов, 1968). Нарушение строгости подхода к расчленению докембрия в результате использования комплекса методов недавно специально отметили Ч. Б. Борукаев, Ю. А. Косыгин и Л. М. Парфенов (1969).

В свете всего сказанного представляется необходимым выбрать один ведущий метод расчленения докембрия или его крупных частей, подобно тому, как (при всех требованиях комплексности) было сделано в фанерозое по отношению к палеонтологическому.

К сожалению, при современной сталии изученности сделать такой выбор для всего докембрия или хотя бы для всего протерозоя не представляется возможным. Для рифея ведущим методом расчленения следует признать палеонтологический. Принципиальная сторона этого вопроса не вызывает сомнений. ибо биостратиграфический метод является наиболее точным и самым детальным среди других. Поэтому вопрос сводится к тому, в какой мере органический мир докембрия может обеспечить его применение. Приведенные выше данные показывают, что стрематолиты и отчасти микрофитолиты удовлетворяют таким требованиям, уже явившись основой для построения четырехчленной шкалы расчленения верхнего докембрия нашей страны (см. раздел 1, гл. II). На базе этой шкалы были внесены существенные коррективы в стратиграфические построения, а результаты изучения строматолитов на других континентах (см. рис. 14, 15) показали, что ее подразделения могут быть прослежены и за пределами Северной Евразии и являются, таким образом, планетарными категориями.

В более глубоких частях докембрия строматолиты изучены несравненно хуже, а их относительная бедность наводит на мысль, что и в будушем они не приобретут такого значения в стратиграфии, как рифейские их представители. Тем не менее уже сейчас можно выделить два крупнейших этапа развития строматолитов в протерозое и наметить третий такой этап в нижнем палеозое. Древнейшие их представители заключены в нижней части серии Булаваян, возраст которой на основании U-Th-Pb и Rb-Sr датировок прорывающих пегматитов и сопоставлений устанавливается в пределах 3100-2800 млн. лет (Schopf et al., 1971). Здесь выделяются пластовые постройки, сравнимые со Stratifera, с высокой степенью унаследованности наслоений и своеобразные столбчато-пластовые «пассивно» ветвящиеся бесстеночные строматолиты с аркой изменчивой крутизны и с очень тесно расположенными прямыми или искривляющимися столбиками, объединенными большим количеством соединительных MOCTHKOB (Macgregor, 1941; Cloud, Semikhatov, 1969; Schopf et al., 1971). Проблематики, описанные как строматолиты (Walcott, 1915) из архейской серии Стипрок Канады, не являются таковыми и представляют собою неорганическое образование (Cloud, 1968).

В отложениях с возрастом 2700-1700 млн. лет строматолиты известны из множества регионов Северной Евразии, Канады, США, Австралии и Африки (Бутин, 1966, Крылов, 1966; Кириченко и др., 1967: Young, Mendelssohn, 1948; Richardson, 1949; Robertson, 1960; Donaldson, 1963; Knight, Keefer, 1966; Knight, 1968; Hoffman, 1967; Hofmann, 1969a, b; Cloud, Semikhatov, 1969; Walter, Preiss, 1972). Эти строматолиты происходят из различных горизонтов нижнего протерозоя, и потому включение их в состав единого комплекса весьма условно и диктуется лишь низкой степенью изучепности. В этом комплексе, знаменующем этап латеральной экспансии строматолитов и создания значительного их морфологического разнообразия, известны многочисленные пластовые, столбчато-пластовые, первые столбчатые и редкие желваковые постройки. Пластовые строматолиты представляют наиболее многочисленные Stratifera и более редкие Gongylina. Среди столбчато-пластовых выделяются Gruneria, Omachtenia и ряд еще не названных модификаций в надсерии Анимики района оз. Верхнего (Hofmann, 1969а) и формации Наш Вайоминга (Knight, 1968). Среди столбчатых форм присутствуют поднимающиеся в рифей Conophyton, более редкие Jacutophyton, Colonnella и Kussiella (последняя — в серии Кимберли Австралии и, вероятно, в афебии Канады; Cloud, Semikhatov, 1969; Hofmann, 1969a; Donaldson, 1963), a также специфичнижнепротерозойские Katernia, Alcheringa, Pilbaria (Walter. ные Preiss, 1972), некоторые не названные строматолиты доломитовой серии Южной Африки (Young, Mendelssohn, 1948) и др. Вместе с тем, в нижнем протерозое различных регионов встречаются столбчатые ветвящиеся строматолиты, по некоторым признакам близкие к относительно молодым рифейским (в частности, к верхнерифейским) группам (Крылов, 1966; Hofmann, 1969a, b; Walter, Preiss, 1972). Однако вопрос об их идентичности и, следовательно, о пределах вертикального распространения некоторых верхнерифейских групп требует дальнейшего изучения с применением всей современной методики диагностики строматолитов и исследования их морфологической изменчивости в биогермах.

Видовой состав рассматриваемого комплекса в ряде случаев остается нераскрытым или из-за плохой сохранности микроструктур (перекристаллизация) или из-за отсутствия соответствующих сведений в литературе. Все же можно говорить о том, что среди групп, проходящих из нижнего протерозоя в рифей, общих формальных видов там и здесь не описано. В просмотренных мною шлифах дорифейских строматолитов чаще других встречаются относительно простые микроструктуры, которые хотя и наблюдаются в рифее, но сопровождаются там более сложными. Таким образом, уже на настоящей стадии изученности выступают определенные различия систематического состава дорифейского и рифейского комплексов строматолитов.

К рифею относится этап расцвета древних строматолитов (Келлер, Семихатов, 1968), который был выделен И. К. Королюк и А. Д. Сидоровым (1965, 1971) в несколько иных возрастных рамках. Этот этап характеризуется широчайшим расселением, неповторимым систематическим разнообразием строматолитов и преобладанием среди них столбчатых (в том числе ветвящихся) форм с четкими морфологическими признаками. В первую, раннерифейскую, стадию этого этапа продолжалось развитие в основном тех же групп, что в раннем протерозое (см. рис. 13), но произошла смена их видового состава и ясное изменение относительной роли таксонов: на первый план вышли столбчатые постройки, среди которых доминировали конофитоны (*Conophyton garganicus, Con. cylindricus*), кусиеллы (очень широко распространенная на площади Kussiella kussiensis и др.) и более редкие якутофитоны и колонеллы. Пластовые, столбчато-пластовые и желваковые строматолиты были представлены стратиферами, более редкими гонгиллинами, нуклееллами, местами омахтениями и др.

Среднерифейский комплекс строматолитов связан с раннерифейским развитием всех перечисленных выше групп и даже отдельных форм (Соnophyton cylindricus, Con. garganicus и др.), но отличается от него появлением и массовым распространением байкалий и тунгуссий, широким развитием (особенно во второй половине среднего рифея) якутофитонов, очень резким сокращением количества куссиелл, а также возникновением новых форм в ранее существовавших группах (Con. metula, Colennella kyllahii, Coll. cormosa и др.). Здесь же впервые отмечаются представители групп более ограниченного географического распространения — Anabaria, Irregularia, присутствующих лишь в нижней части фитемы Svetliella, появляющихся несколько выше Malginella и др. (см. рис. 12. 13). Своеобразие среднерифейского комплекса создается не только неповторимым сочетанием входящих в него групп и форм, но и широким развитием столбчатых «активно» ветвящихся бесстеночных построек, которые, хотя и известны в составе более древних и более молодых комплексов, нигде не пользуются таким обилием, как в среднем рифее. Важной особенностью рассматриваемого комплекса является присутствие в нем первых, еще очень редких представителей миньярий, пнзерий и гимнозоленов - тех групп, которые получают массовое развитие выше и определяют лицо верхнерифейской их ассоциации.

Переход от среднерифейской стадии развития рифейских строматолитов к верхнерифейской — это прежде всего массовое развитие представителей групп Gymnosolen, Minjaria, Inzeria, Jurusania, резкая редукция конофитонов и якутофитонов при полном изменении вилового состава тех и пругих, очень сильное сокрашение роли, а во многих районах и исчезновение байкалий и колоннелл. Наряду с этим в верхнем рифее появляются более редкие Boxonia, Tinnia, Lenia, Kotuikania, Patomia, Kata*via* и другие, известные пока в ограниченном количестве регионов. Групны широкого вертикального распространения здесь представляют Сопорhyton miloradovici. Con. baculus, Con. ressoti, Tungussia nodosa u пругие тунгуссин, Kussiella enigmatica, Stratifera pseudocolumnata, Nucleella cortinata и др. В Австралии совместно с типичными верхнерифейскими строматолитами описан эндемичный вид анабарий (Cloud, Semikhatov, 1969); в СССР этот род известен только в среднем рифее. Общей особенностью рассматриваемой ассопиации групп и форм является госполство в ней «стеночных» столбчатых ветвящихся разностей, нехарактерных для более низких горизонтов протерозоя, хотя и присутствующих в них.

Терминальный рифей предваряется первым значительным (особенно среди гимнозоленид) исчезновением групп, в связи с чем происходит обшее обеднение систематического состава соответствующего комплекса и относительное увеличение в нем роли желваковых и пластовых форм. Для него типично появление и (или) широкое распространение желваковых Paniscollenia, Coleniella, столбчатых Linella, Boxonia и πр. (см. рис. 12, 13). Группы, объединяющие рассматриваемый (юдомский) комплекс строматолитов с более древним (Tungussia, Conophyton, Jurusania. Gongylina, Stratifera, Boxonia), здесь и там в своем большинстве представлены разными видами (см. рис. 12). Характерной чертой юдомских строматолитов является широкое развитие среди них форм со сгустковыми микроструктурами; это сближает их с нижнекембрийскими, хотя и те, и другие, как недавно показали И. Н. Крылов (Розанов и др., 1969), М. А. Семихатов, Вл. А. Комар, С. Н. Серебряков (1970), И. К. Королюк и А. Д. Сидоров (1971), ясно различаются по систематическому составу.

Нижнепалеозойский комплекс по сравнению с рифейским характеризуется общим сокращением количества и систематического разнообразия строматолитов (в особенности столбчатых), исчезновением древних групп, обладающих относительно жесткими морфологическими признаками, и постепенным замещением их группами с неясными, изменчивыми признаками — представителями заключительного этапа развития древних строматолитов (Королюк, Сидоров, 1965, 1971; Розанов и др., 1969). В более молодых слоях столбчатые строматолиты исчезают почти полностью и господство переходит к столбчато-пластовым, пластовым и желваковым постройкам.

Таким образом, появившись в архее, в протерозое строматолиты прошли два крупных этапа развития, первый из которых был связан с их широким географическим расселением и выработкой систематического разнообразия пластовых, столбчато-пластовых и более редких столбчатых форм, а второй — с расцветом различных типов, и в особенности столбчатых, обладавших в это время относительной выдержанностью своих диагностических признаков и растущим во времени разнообразием микроструктур.

Недавно суммированные В. Шопфом (Schopf, 1969, 1970) результаты изучения водорослей, сохранивших свои клеточные структуры, показывают, что подобные этапы выделяются в докембрийской истории и этой группы ископаемых. Их архейский комплекс «состоял из примитивных одноклеточных прокариотных микроорганизмов ограниченного биологического разнообразия и относительно малой морфологической сложности», среди которых доказаны бактерии и синезеленые водоросли, присутствовавшие поначалу в виде изолированных клеток, а позднее — в виде нитчатых скоплений в строматолитах (Schopf, 1969, стр. 163—164). Раннепротерозойский комплекс водорослей демонстрировал существенный прогресс в организации. Он состоял «из преимущественно или, скорее, исключительно прокариотных микроорганизмов, представленных членами нескольких ныне живущих семейств... и разнообразными хемосинтезирующими бактериями», а также некоторыми другими таксонами (там же, стр. 164).

«Позднедокембрийская биота включает разнообразную ассоциацию микроскопических таллофитов, многие из которых сравнимы с ныне живущими видами. Синезеленые водоросли, обладавшие на этой стадии развития широким разнообразием, были доминирующими компонентами в экстенсивно развитых биогермных сообществах. В отличие от более ранних комплексов, однако, позднедокембрийские биоценозы включали эокариотные водоросли и, вероятно, грибы. Имеющиеся данные показывают, что эокариоты возникли не позднее 1,3 · 10⁹ лет назад и что этот высший уровень клеточной организации впервые, видимо, возник в начале позднего докембрия. Таким образом, представляется, что поздний докембрий ознаменовался серией важных эволюционных новшеств, включая митоз, мейоз, половое размножение и начало дивергенции многих групп таллофитов» (Schopf, 1970, стр. 345–346). К тому же надо добавить, что к рифею относится и появление Меtazoa, первые достоверные остатки и следы которых фиксируются в среднерифейских отложениях (см. раздел 1, гл. III).

Убывающая сверху вниз по разрезу степень индивидуализации строматолитовых комплексов и слабая изученность других дорифейских исконаемых приводят к тому, что палеонтологический метод пока что не дает обоснования нижней границы рифея и более древних границ. Главная роль в их обосновании переходит к историко-геологическому методу.

Среди различных историко-геологических критериев проведения важных стратиграфических границ первоначально наиболее широко использовали крупные несогласия, разделяющие значительные по объему структурно-вещественные комплексы, и относили такие границы либо к основанию верхнего структурного яруса (например, Van Hise, 1908; Lawson, 1930; Sederholm, 1932; Alcock, 1934; Кратц, 1958; и др.), либо к моменту завершения предшествующей складчатости (Stille, 1944, 1958). Именно эта точка зрения принимается авторами австралийской и канадской схем расчленения докембрия, но главные стратиграфические границы в них, как мы видели, проводятся только по структурным признакам без должного внимания к формационному составу толщ, разделяемых «главными» несогласиями.

Шпре в настоящее время распространено мнение о том, что в качестве рубежей в создаваемых шкалах должны использоваться стадии кульминации тектоно-магматической активности, так как именно к ним обычно относят статистические максимумы распределения изотопных датировок во времени. К критическим замечаниям в адрес такого подхода, сделанным в гл. II раздела 1 данной работы, надо добавить еще одно.

В настоящее время можно считать установленным, что сущность геосинклинального процесса сводится к образованию «гранитного» слоя земной коры и что окончание этого процесса относится не к моменту кульминации синтектонического плутонизма, а к орогенной стадии развития геосипклинальной системы (Пейве и др., 1971; Меннер, Штрейс, 1971). Поэтому пельзя не согласиться с теми исследователями, которые считают необходимым относить главные стратиграфические границы докембрия к моментам окончания важнейших эпох складчатости (Stockwell, 1964a, b; Богданов, 1969; Меннер, Штрейс, 1971; и др.) или, точнее, к рубежу, отделяющему заключительные стадии развития одного крупного этапа от начальных стадий другого в тех районах, которые выбраны в качестве стратотипических.

С этой точки зрения особое значение приобретает выделение орогенных формаций, связанных с докембрийскими эпохами складчатости; роль этих образований в расчленении криптозоя недавно подчеркнул Ю. Р. Беккер (1968, 1972; Беккер и др., 1970). Между тем распространение моласс в областях добайкальских складчатостей ныне вызывает оживленную дискуссию, а иногда (А. Л. Яншин) отрицается. Материалы, изложенные во втором разделе данной работы, подтверждают широкое распространение орогенного комплекса, связанного со свекофенской, эбурнейской и гудзонской складчатостями в Евразии, Африке и Северной Америке (А. А. Богданов, 1967; Мац и др., 1969; Мануйлова и др., 1964; Беккер, 1968; Келлер, Семихатов, 1968; Хаин, Рошкован, 1969; Cahen, Snelling, 1966; Cahen, Lepersonne, 1967; Choubert, Faure-Muret, 1968; Stockwell et al., 1970; Fraser et al., 1971; и др.), и позволяют выделить аналогичные образования в Австралии в областях буларенид (Семихатов, 1972). Выше мы видели, что возраст большинства этих образований на разных континентах колеблется в очень узких пределах. Эта относительная геологическая синхронность моласс свекофенид-гудзонид-буларенид и их развитие на всех континентах и позволяют использовать рассматриваемые образования для обоснования положения главного историко-геологического рубежа в протерозое. Орогенные образования, связанные с позднеархейскими складчатостями, в настоящее время по существу неизвестны, и потому мы не можем привлечь их к обоснованию положения границы архея и протерозоя.

Таким образом, сверху вниз по разрезу протерозоя круг возможных критериев определения общих стратиграфических границ последовательно сужается и, следовательно, степень обоснованности широких стратиграфических построений неизбежно падает. Поэтому рифей оказывается в привилегированном положении по сравнению с нижним протерозоем как в части детальности и обоснованности общего расчленения, так и в части возможных методов широких корреляций, хотя ни с той, ни с другой точки зрения он не может сравниться с фанерозоем.

Глава II

ОБЩЕЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПРОТЕРОЗОЯ И ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЕГО ГЛАВНЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Прошедшее за последнее время сближение точек зрения на возраст важнейших историко-геологических рубежей докембрия не привело к выработке единых взглядов на относительную роль каждого из них. Поэтому отрезки разреза, лежащие между такими рубежами, разными исследователями рассматриваются в качестве стратиграфических единиц резко различного ранга, что приводит к многообразию и противоречивости схем расчленения докембрия, предложенных в последние годы (см. рис. 77).

Одним из наиболее ранних событий, достаточно единодушно выделяемых на различных материках, является этап складчатости, гранитизации и мстаморфизма с возрастом около 2700±100 млн. лет, описываемый как кеноренская, родезийская, беломорская складчатости и их возрастные аналоги. С этим этапом была связана консолидация значительных массивов, включивших в себя и более древние, сравнительно мелкие участки развития гранито-гнейсовых образований с возрастом 3,0-3,5 млрд. лет.

Массивы археид в современной структуре сохранились в виде округлоугловатых глыб тех или иных размеров, которые разделяются протяженными поясами более молодых (главным образом нижнепротерозойских) складчатых систем. Палеогеологические реконструкции показывают, что в раннем протерозое области архейской складчатости на всех континентах в главной своей части представляли стабильные относительно приподнятые (щиты) или опущенные (протоплатформы) массивы, частично вошедшие в сферу динамо-термальных преобразований около 1900—2000 млн. лет назад, но отдельные зоны археид были вовлечены в область раннепротерозойского геосинклинального погружения и слагали фундамент их окраинных зон.

Множественность районов, в которых геологическими и (или) геохронологическими методами доказываются архейские складчатые гранитизированные комплексы, а в ряде случаев (Сибирь, Австралия и др.), кроме того, общность структуры и вещественного состава ныне разобщенных участков археид говорят о высокой роли последних в формировании остова будущих континентов (Муратов, 1965; Палей, 1965; Тугаринов, Войткевич, 1966; Богданов, 1969; Хаян, Рошкован, 1969; Борукаев, 1970а; Muehlberger et al., 1967; Goodwin, 1968; Кратц и др., 1971; и др.). Материалы, приведенные во втором разделе данной работы, в согласии с выводами авторов только что упомянутых работ показывают, что заложение раннепротерозойского структурного плана на территории всех древних платформ в той или иной мере было связано с дроблением архейского гранито-гнейсового фундамента. Все сказанное в сочетании со спецификой стиля развития земной коры в эрхее (Павловский, 1962, 1964; Салоп, 19646, 1970; Виноградов, Тугаринов, 1968; и др.) служит основанием для того, чтобы данный рубеж принимать в качестве одного из важнейших в докембрии. В южной части Канадского щита он последовательно использовался для обоснования общего двучленного деления докембрия и определения границы архея и протерозоя (библиографию см. Семихатов, 1964; Wilson, 1958).

Возраст данного рубежа определяется интерполяцией между системагически повторяющимися методически надежными датировками позднеархейских кристаллических пород, с одной стороны, и наиболее «древними» цифрами по базальным горизонтам вышележащих платформенных и геосинклинальных толщ — с другой. Датировки последних в ряде районов превышают 2300—2400 (гимольская серия, Грейт-Слейв, Гурон, Витватерсранд) и даже 2400—2500 млн. лет (криворожская и удоканская серии), тогда как подстилающие их образовани, отражающие кульминацию позднеархейской тектоно-магматической активности, имеют возраст 2700±100 млн. лет. Поэтому граница архея и протерозоя датируется в 2600±100 млн. лет, так это примерно и принимается в большинстве современных схем (см. рис. 77). Имеющиеся сейчас еще очень скудные палеонтологические данные показывают, что толщи, разделенные этим рубежом, разнятся между собой и по уровню организации водорослей (см. раздел 3, гл. I).

Среди раннепротерозойских структурных элементов четко выделяются приподнятые массивы (щиты), относительно погруженные плиты и интенсивно прогибавшиеся геосинклинали, обнаруживающие дифференциацию на мио- и эвгеосинклинальные зоны. Для одних из этих структур имеются радиологические доказательства прогибания уже около 2400-2500 млн. лет назал, а для других можно полагать или утверждать более позднее заложение. К числу последних относится прогиб Наллагайн в Запалной Австралии, в котором базальные горизонты протерозойских толщ имеют Rb-Sr возраст около 2300 млн. лет. В соответствии с этим в современных стратиграфических шкалах Австралии этой цифорой определяют границу архея и протерозоя. Материалы по более полным разрезам других континентов не позволяют согласиться с этим, так как события с возрастом около 2300 млн. лет предваряются здесь накоплением базальных горизонтов протерозойских отложений (см. рис. 28, 48, 64, 76). К числу таких событий относится метаморфизм гимольской серии (2270 млн. лет, изохронный Rb-Sr), магматизм юго-западной части провинции Черчилл (2165-2265 млн. лет, К-Аг) и Трансвааля (2300 млн. лет, U-Th-Pb), образование гранито-гнейсовых куполов Приладожья (2330 млн. лет. изохронный Rb-Sr) и др.

Иными словами, в ряде удаленных районов действительно устанавливается историко-геологический рубеж с возрастом около 2300 млн. лет, но его выражение в каждом из таких районов в значительной мере специфично, а в других районах он отсутствует или не выявлен. Поэтому его можно использовать только в обосновании региональных стратиграфических шкал и в корреляции, а границу архея и протерозоя следует определять гораздо более значительным планетарным рубежом с возрастом 2600±100 млн. лет, который имеет одинаковое выражение на всех континентах (рис. 79).

Общей особенностью большинства рассмотренных ранее разрезов дорифейских отложений является то, что их верхние горизонты, непосредственно предшествующие кульминации магматизма и складчатости с возрастом 1900-2000 млн. лет, отличаются от более глубоких слоев протерозоя по составу и налегают на них с размывом того или иного значения, а в некоторых случаях (Карелия, Западная и Северная Австралия) выделяются более слабым метаморфизмом и относительной простотой структуры. Такие соотношения демонстрируют свита К, криворожской серии Украины, ятулий Карелии, кеменская серия Сибири, серия Уайлу Западной и Саус-Аллигатор Северной Австралии, серия Кристи-Бей провинции Черчилл, а также серия Пайнт-Ривер провинции Южная, верхние горизонты доэбурнейских толщ Западной Африки, налегающие на подстилающие слои согласно, и др. Для перечисленных подразделений характерны конгломерато-песчаные, нередко весьма грубые отложения, часто выделяющиеся значительной ролью литокластических пород, появление красной окраски, изменение характера или прекращение вулканизма, а в геосинклинальных разрезах, кроме того, исчезновение железистых кварцитов, широко развитых ниже. Железистые породы если и присутствуют здесь, то образуются за счет переотложения продуктов размыва упомянутых железистых кварцитов (свита К₃, серия Уайлу).

Состав, широкое развитие быстрых фациальных изменений и место в вертикальном формационном ряду непосредственно перед стадией кульминации интенсивнейшей складчатости докембрия — все это позволяет видеть во всех перечисленных толщах орогенные, точнее раннеорогенные формацип, что уже отмечалось по отношению к их карельским, украинским и



западноафриканским представителям (Кратц, 1963; Кратц и др., 1964; Каляев, 1965; Елизарьев, Забродин, 1970; Кратц, Чернов, 1971). В ряде районов они предварялись или сопровождались магматизмом с возрастом 2200–2000 млн. лет (см. раздел 2, гл. I-IV).

Среди перечисленных серий наиболее четко обособлены от подстилаюших отложений ятулий Карелии и со всех точек зрения очень близкая к нему серия Уайлу Австралии. Именно поэтому ятулий (Кратц, 1958, 1963; Салоп, 1964; и др.) или карелий (Салоп, 1968а; 1970), также ограниченный снизу существенной геологической границей (см. раздел 2, гл. I), выдвигался как тип стратиграфического подразделения очень высокого ранга (среднего протерозоя, мезопротозоя). Однако уверенное трассирование уровня, отвечающего подошве ятулия и карелия, вне Балтийского шита, за редким исключением, встречает большие трудности, а имеющиеся изотопные данные доказывают или позволяют полагать заметную разновозрастность базальных горизонтов упомянутых выше обломочных толш (см. рис. 28, 48, 64, 76). Их появление, видимо, было связано с движениями. различными по своей интенсивности и времени проявления, которые только на востоке Балтийского щита привели к столь значительной перестройке структурного плана, что с ней иногда связывают начало платформенного или протоплатформенного развития (Соколов и др., 1970; Палей 1970; и др.).

В общем же плане рассматриваемые отложения не отвечают самостоятельному тектоно-магматическому циклу, обладавшему своим рисунком распределения геосинклинальных систем и стабильных массивов, а энаменуют только определенную стадию крупнейшего раннепротерозойского этапа развития.

Стадии кульминации свекофенской, гудзонской, буларенидской складчатостей и их аналогов оказываются в общем одновозрастными и в Евразии, Северной Америке, Австралии и Южной Африке, как мы видели во втором разделе работы, не выходят за рамки 1850—1950 млн. лет. В то же время аналогичные события на Украинском щите и в эбурнидах Западной Африки относятся к несколько более раннему моменту (2000—2100 млн. лет), а гранитоиды с возрастом около 1900 млн. лет здесь выражены слабо, а в некоторых зонах не установлены.

Перечисленные выше складчатости конца раннего протерозоя, и в особенности сопровождавшие их явления гранитизации, как уже говорилось, обладали значительной агрессивностью по отношению к областям археид и вызвали повторные преобразования значительной их части. Эту черту свекофенских гранитоидов Балтийского щита недавно специально подчеркнули К. О. Кратц и др. (1970). Степень упомянутых преобразований в ряде регионов была столь велика, что архейские породы в составе поли-

Рис. 79. Схема развития в протерозое территории древних платформ и внешних зон обрамляющих складчатых сооружений

^{1 —} гранитизированные архейские складчатые комплексы; 2 — геосинклинальные комплексы афебия, в ряде регионов не отделенные от более древних комплексов; 3 — платформенные комплексы смадчатостей позднего афебия; 5—6 — поздние молассы тех ме складчатостей: 5 — осадочные, 6 — вулканогенные; 7 — миогеосинклинальные комплексы рифея; 8 — платформенные комплексы рифея; 9 — байкальские молассы; 10 — складчатости; 11 — синтектонические граниты; 14 — диасхизис; 15 — частичное дробление фундамента; 16 — главнейшие складчатосте: 1 — трансваальская, саамская и вх аналоги; 2 — кеноренская, боломорская, карельская, буларенциская и вх аналоги; 4 — болиская, позднегудзонская и вх аналоги; 7 — киболекся, позднегудзонская и вх аналоги; 7 — киболексая, позднегудзонская и вх аналоги; 7 — киболекская, в вх аналоги; 8 — во сайкальская

Названия на схеме — наиболее характерные литостратиграфические комплексы данного возрастного интервала без учета их географического положения. Изображенная в каждом данном вертикальном сечение схемы последовательность литостратиграфических комплексов и геологических событий отвечает их последовательности, наблюдаемой в конкретных регионах

метаморфических комплексов в одних случаях геологически не выделяются и фиксируются только изохронными методами, а в других доказываются как геологически, так и радиологически лишь в виде изолированных пятен и зон среди обширных полей гранитоидов свекофенско-гудзонского возраста. Нужно, однако, отметить, что при всей широте своего проявления свекофенско-гудзонская складчатость, конечно, не привела ко всеобщей консолидации и с этой точки зрения идея Мегагеи (Stille, 1958) встречает естественное возражение.

Яркость рассмотренных событий и обилие отвечающих им изотопных датировок (в том числе омоложенных) объясняют стремление многих геологов использовать эти события для обоснования одной из важнейших стратиграфических границ докембрия или даже всей колонны криптозойфанерозойских толщ. Однако события с возрастом ских и около 1900 млн. лет — это лишь стадия кульминации тектоно-магматической активности раннепротерозойского этапа, а ее завершение на всех континентах относится к более поздним моментам геологической истории и датируется цифрами порядка 1750-1700 млн. лет (Богданов, 1969; Семихатов, 1972). В отношении магматических (главным образом интрузивных) проявлений это отмечали некоторые исследователи Скандинавии (Welin, 1966a. b; Welin et al., 1966; Lundqvist, 1968) и Австралии (Compston, Arriens, 1968), а в более общей форме — А. П. Виноградов и А. И. Тугаринов (1961, 1968), которые писали, что «магматические процессы, датируемые 1700 млн. лет, обычно связаны с заключительными отзвуками более равней... магматической эпохи, кульминационный момент которой относится к 1900 млн. лет» (1968, стр. 28).

Материалы, изложенные в данной работе, позволяют подойти к определению времени окончания раннепротерозойского этапа развития с иных позиций, на основе анализа строения, формационной принадлежности и соотношения слоистых толщ.

Выше мы видели, что на всех континентах в пределах областей завершенной раннепротерозойской складчатости и в смежных зонах стабильных массивов того времени в одинаковой структурной позиции (приразломные линейные прогибы в гранитизированном основании и наложенные впадины) выделяются позднеорогенные образования, представленные мощными песчано-конгломератовыми сериями и пространственно связанными с ними преимущественно наземными вулканитами, главным образом кислого состава, которые входят в состав вулкано-плутонической ассоциации, завершающей магматизм раннепротерозойских подвижных поясов. Большинство этих серий на всех континентах, как мы видели, формировалось в узких возрастных рамках — от 1850±50 до 1750±50 млн. лет — и только для некоторых африканских их представителей устанавливается несколько больший максимальный возрастной предел. Несомненно, что все эти позднеорогенные образования являются заключительными членами раннепротерозойского этапа развития.

Одновременно с формированием данного комплекса в одних зонах раннепротерозойских подвижных поясов в других их зонах либо развивались повторный метаморфизм (иногда высокотемпературный) и гранитный интрузивный магматизм с возрастом 1750—1700 млн. лет (центральный сектор Скалистых гор, Южная Австралия, карельские карелиды и др.), либо продолжалось геосинклинальное развитие, завершившееся гранитизацией и складчатостью около 1750±50 млн. лет назад (маюмбиды, поздние свекофениды, гудзониды южной части Скалистых гор и др.).

К сказанному надо добавить, что структурный план накопления рифейских (в том числе нижнерифейских) отложений в пределах древних платформ и внешних зон обрамляющих их складчатых систем полностью автономен от более древнего, что подчеркивается обычной пространственной обособленностью позднеорогенного комплекса складчатостей гудзонскосвекофенского возраста и базальных горизонтов рифея. Все сказанное приводит к выводу, что отложения с возрастом от 2600±100 до 1700±50 млп. лет отвечают единому очень крупному этапу развития земной коры. Ранее подобные выводы развивали Ю. Р. Беккер (1972) применительно к Русской платформе и — с несколько иных позиций — А. А. Богданов (1969) и М. В. Муратов (1970). Материалы, изложенные в данной работе, подкрепляют эти построения и палеонтологическими данными: выше мы видели, что примерно в тех же возрастных рамках устанавливается важный этап в эволюции водорослей и строматолитов (см. раздел З, гл. I)

Все сказанное приводит к выделению дорифейской части протерозоя в качестве единого подразделения очень высокого ранга, дальнейшее расчленение которого следует строить на системе соподчиненных единиц. Принятое во многих современных схемах разделение данного комплекса на два или на три самостоятельных подразделения (см. рис. 77) опирается на региональные особенности разреза Балтийского щита либо на изобилие радиогеохронологических дат, близких к 1900 млн. лет, на резкую структурную границу под позднеорогенным комплексом свекофенид — гудзонид — буларенид и на представления о тесной связи данного комплекса с вышележащими отложениями.

Однако граница по изохроне 1900 млн. лет при всей ее четкости в одних зонах раннепротерозойских складчатых систем теряется или трассируется лишь условно в других (маюмбиды, поздние гудзониды и свекофениды, отчасти карелиды), тогда как рубеж 1700±50 млн. лет, как мы видели во втором разделе данной работы, имеет универсальное значение в пределах территории древних платформ и обрамляющих их зон на четырех континентах (см. рис. 28, 48, 64, 76, 79).

Привлечение поздних моласс складчатостей свекофенско-гудзонскобуларенидского возраста к обоснованию нижней границы рифея полностью пониманию рифея, обоснованному Н. С. Шатским. Согласно отвечает Н. С. Шатскому, рифей отделен крупным перерывом от моласс последней эпохи складчатости Балтийского щита и фундамента Русской плиты. Такой складчатостью Н. С. Шатский считал карельскую, а в качестве ее моласс описывал «иотнийские красноцветные образования и их украинские аналоги — овручские кварциты», возраст которых определялся «по прорывающим их гранитам рапакиви» (Шатский, 1960, стр. 12). Отсюда с несомненностью следует, что карельскими молассами Н. С. Шатский считал вепсий и его аналоги, которые в то время всеми геологами коррелировались с субиотнийско-иотнийской толщей. Поэтому вряд ли можно ссылаться на мнение Н. С. Шатского о соотношении иотния и рифея при стремлении обосновать необходимость сокращения объема рифея снизу (Богданов, Хаин, 1968; Богданов, 1969; Хаин, 1970; и др.).

С другой стороны, в свете приведенных данных нельзя согласиться с мнением Л. И. Салопа (1968а, 1969, 1970; Салоп, Мурина, 1970) о необходимости значительного увеличения изотопной датировки нижней границы рифея (вплоть до 2100-2200 млн. лет). Возраст предрифейских моласс в ряде случаев определяется согласными показаниями U-Pb и Rb-Sr (в том числе изохронных) определений, и считать их омоложенными нет никаких оснований, тем более, что эти молассы подстилаются надежно датированными кристаллическими комплексами с возрастом около 1900 млн. лет. К сожалению, в уральском разрезе, исторически принятом за стратотип рифея, вопрос о позднесвекофенских молассах остается открытым, что и порождает различные мнения о соотношении карелия и рифея. Но даже если приобретающие ныне популярность взгляды о весьма значительном (более 1700-1800 млн. лет) возрасте бурзянской серии получат твердое фактическое обоснование, эти факты, с моей точки зрения, не смогут повести к пересмотру датировки нижней границы рифея и признанию того. что в составе карелия и рифея присутствуют одновозрастные горизонты. Эти факты, если они будут получены, нужно будет рассматривать только

как доказательство необходимости пересмотра объема стратотипа рифея и признания дорифейского возраста бурзянской серии. Вся история выделения и определения стратотипов нижнепалеозойских систем создает весьма показательный прецедент в отношении подобного пересмотра.

Следующим крупнейшим этапом развития земной коры и жизни в докембрии был рифей. В историко-геологическом плане его объединяет единая направленность стадийного процесса формирования чехла древних платформ и развития вдоль их окраин миогеосинклиналей, замкнувшихся в связи с байкальской складчатостью, а в палеонтологическом плане крупный этап в развитии древних строматолитов, а также водорослей, отличавшихся значительной дивергенцией различных ветвей последних и появлением среди них эокариотов (см. раздел 3, гл. I). Каждая стадия этого этапа, отвечающая определенной фитеме рифея, характеризовалась специфическим комплексом органических остатков и неповторимыми историко-геологическими особенностями.

Ранний рифей на всех материках выступает как стадия в достаточной мере унифицированного развития древних платформ и обрамлявших их многеосинклиналей. Это было время общего высокого стояния кратонов, когда только по их краям существовали мелководные, в значительной своей части разобщенные бассейны, в которых накаплявались продукты переотложения коры химического выветривания. Эта характеристика раннего рифея, выведенная из опыта его изучения в Сибири (Головенок, 1964, 1967; Комар, Семихатов, 1965б; Келлер, Королев и др., 1968; Мац и др., 1969), применима, как мы видели, к Европе, Северной Америке и Австралии (см. рис. 31, 49, 65). В отличие от этого в Африке наряду с окраинными зонами раннерифейского осадконакопления в центре материка развился геосинклинальный пояс Кибарид — Ирумид.

Второй важной особенностью нижнего рифея рассмотренных разрезов является господство платформенных формаций. Последние иногда (Байкало-Патомское нагорье, видимо, Антиатлас) распространены даже там, где позднее установился миогеосинклинальный режим (Головенок. 1964. 1967: Салоп, 1964a; Charlot et al., 1969). Миогеосинклинальный нижний рифей в описанных разрезах представляют лишь надсерия Кибара и ее аналоги в Западных Конголидах, бурзянская серия Урала, возможно, учурская серия северного сектора Юдомо-Майского прогиба. Для всех этих подразделений, кроме последнего, доказано залегание на более древних складчатых, в той или иной мере гранитизированных комплексах. Такие соотношения, наблюдаемые также в Северном Тянь-Шане и в других районах, говорят о том, что в начале рифея местами происходило дробление ранее сформированного фундамента и, говоря словами А. А. Богданова и В. Е. Хаина (1968, стр. 239), «пока еще ограниченное расширение площади геосинклинальных (миогеосинклинальных. – М. С.) поясов за счет платформ».

В типичном случае нижнерифейские отложения платформ и миогеосинклиналей различных континентов образуют трансгрессивный ритм, который начинается существенно кварцевыми и более редкими аркозовыми обломочными породами и местами подчиненными им основными вулканитами, а заканчивается карбонатной или карбонатно-сланцевой толщей (см. рис. 28, 48, 64, 76). Простота строения таких ритмов, как мы видели, в некоторых разрезах нарушается за счет развития примерно в средней их части несогласия, иногда сопровождаемого магматическими проявлениями с возрастом 1500—1560 млн. лет (Северная Австралия, видимо, Урал). Вместе с тем в верхних горизонтах нижнего рифея ряда регионов наблюдаются признаки активизации дифференциальных движений, дробления и формирования тектонического рельефа. Это отмечалось в отношении разрезов окраин Байкало-Патомского нагорья (Головенок, 1964, 1967; Салоп, 1964а; Келлер и др., 1967), но наиболее ярким свидетелем таких явлений является вулкано-плутонический пояс восточной и юго-восточной окраин Мидконтинента Северной Америки (см. рис. 48), формировавшийся около 1340—1420 млн. лет назад. К тому же кругу явлений относится накопление серии Коранна Южной Австралии и, вероятно, машакской свиты Южного Урала. Формационно перечисленные образования близки к рассмотренной выше вулкано-плутонической ассоциации поздних стадий развития гудзонид — свекофенид, но ясно отличаются от нее по возрасту; в Северпой Америке удается наблюдать и различное их взаимоотношение с нижнерифейскими осадочными сериями: налегание последних на одни и латеральные взаимопереходы с другими.

Одновременно с рассмотренными событиями на значительно большей площади всех древних платформ, кроме Африканской, фиксируется этап внедрения анорогенных гранитов и базитов с возрастом около 1350— 1450 млн. лет, повторный метаморфизм и связанное с ним радиологическое омоложение дорифейских пород, а также заложение мощных зон разломов. Эти явления в литературе нередко описывают как готскую, эльсонскую или мазатцальскую складчатости (орогения американских авторов), хотя по своему содержанию они, как говорилось в гл. I—III раздела 2, не отвечают данному термину. Собственно складчатость этого или близкого возрастэ (1300—1350 млн. лет) проявилась только в Центральной Африке. Она привела к замыканию Кибарской геосинклинали и, видимо, определила значи тельную специфику развития всей Африки в начале среднего рифея. К упомянутому этапу плутонизма здесь могут быть отнесены только локально развитые массивы Пилансбергского комплекса и его аналогов (Clifford, 1968).

С этапом гранитного магматизма, метаморфизма и дробления, происшедшим около 1350—1450 млн. лет назад, во времени было связано заложение второй, наиболее широко распространенной генерации рифейских миогеосинклиналей вдоль окраин древних платформ. К этому пограничному между ранним и средним рифеем этапу относятся заложение миогеосинклинали Аделаиды, Скалистых гор, Байкало-Патомского нагорья, Енисейского кряжа, развитие Юдомо-Майского и Яньшаньского прогибов, трактуемых как миогеосинклинали или авлакогены. В то же самое время в погружение вовлекаются новые обширные зоны по окраинам древних платформ, результатом чего является значительно более широкое развитие платформенного среднего рифея по сравнению с нижним.

Такие соотношения наиболее ярко проявились в северной и северо-западной частях Австралии, в восточной части Китайско-Корейской платформы, на Северо-Востоке СССР, в Сибири, на юге Скалистых гор (см. рис. 32, 50, 66). На Русской платформе к этому отрезку времени относится развитие авлакогенов и формирование (в значительной мере в субаэральных условиях) вулканогенно-осадочных толщ иотния и его аналогов. В областях раннерифейского прогибания переход к среднему рифею совершается либо в непрерывных разрезах (север Сибири и др.), либо сопровождается перерывом, а иногда и слабым угловым несогласием (юговосток Сибири, северная часть Австралии, Аризона).

Таким образом, в Австралии, Северной Евразии и Северной Америке примерно на рубеже раннего и среднего рифея произошли важнейшие геологические события, однозначно выраженные на разных материках (см. рис. 79). Данных об их строгой одновозрастности нет, но имеющиеся радиогеохронологические материалы показывают, что все они укладываются в сравнительно узкие возрастные рамки. В отличие от этого по существу вся Африка (за исключением ее крайней северо-западной части) избежала рассматриваемых событий и здесь примерно на рубеже раннего и среднего рифея происходила главная фаза кибарской складчатости в одних зонах (Кибара) и сквозное развитие в других (прогибы вдоль западного побережья Экваториальной Африки, вероятно, Ирумиды и др.).

На фоне этих историко-геологических изменений значительные преобразования произошли среди комплексов строматолитов и микрофитолитов, служащих обоснованием границы нижнего и среднего рифея (см. рис. 12, 13). Ее возраст обычно принимают в 1350 ± 50 млн. лет, как это было намечено М. А. Гаррис и др. (1964) на основании главным образом К-Аг измерений. Материалы, приведенные в данной работе, показывают, что среднерифейский комплекс строматолитов и соответствующий исгорикогеологический этап во времени следовали за рассмотренными выше событиями, датировки которых, близкие к 1350-1400 млн. лет, получены всеми тремя изотопными методами. Это служит подтверждением прежней (Гаррис и др., 1964) датировки границы нижнего и среднего рифея.

Ранг данной границы в последнее время оживленно обсуждается, и нередко ее считают столь же значительной, как подошва рифея или как границы подгрупп протерозоя и равнозначных единиц (Салоп, 1964 а, б; 1968 а, 1969, 1970; Богданов, 1967; Богданов, Хаин, 1968; Нужнов, Ярмолюк, 1968; Dunn et al., 1966; Brown et al., 1968; и др.). В подкрепление этой точки зрения ссылаются только на историко-геологические данные, ибо палеонтологические, свидетельствуя о тесной преемственности органического мира среднего и раннего рифея, прямо противоречат ей. Но и с историко-геологической точки зрения рассматриваемый рубеж является гораздо менее значительным, чем подошва рифея, так как с ним было связано только количественное развитие тех качественно новых черт эволюции земной коры, которые определились на нижней границе рифея. Именно поэтому уровень, отвечающий этой последней, Н. С. Шатский и Н. А. Штрейс определяли как границу двух мегахронов.

Средний рифей в целом выступает как время широкой морской трансгрессии, но вместе с тем на него приходится значительная дифференциация типов развития, которая прямо зависела от интенсивности и характера проявлений движений гренвилльского возраста. Отражением такой дифференциации было обособление трех типов разреза среднего рифея. Первый тип, который может быть назван сибирским, отличается стратиграфической полнотой, господством осадочных отложений, более или менее ясно проявленной их крупной ритмичностью и тесной связью с верхним, а иногда и с нижним рифеем. Помимо Сибири, этот тип ярко представлен на Северо-Востоке СССР, на Китайско-Корейской платформе, в прогибе Аделаида, в прогибах вдоль западного побережья Экваториальной Африки, вероятно, в отдельных авлакогенах Русской платформы и в некоторых других местах вне Северной Америки.

Второй, или американский, тип, безраздельно господствующий на этом континенте, но местами известный также в Австралии, Африке и Европе, отличается тем, что в нем представлены только нижние и средние горизонты среднего рифея с возрастом более 1100±50 млн. лет. По составу в нем выделяются два подтипа: преимущественно осадочный белтский (Белт, Апачи и их аналоги в Скалистых горах, Ропер Северной Австралии и др.) и существенно вулканогенный кивиноуский (нижнее и среднее Кивино и соответствующие части Коппермайн-Ривер в США и Канаде, Гардар в Гренландии, иотний Балтийского щита и его аналоги).

Третий тип, африканский, охватывает только верхние горизонты среднего рифея (моложе 1100±50 млн. лет), которые в составе единых осадочных серий слиты с той или иной частью верхнего рифея и при современной стадии изученности не всегда с уверенностью отделяются от последнего. К этому типу в Африке относятся базальные горизонты серии Таудени, надсерии Катанга и их аналоги, в Австралии — нижние части серий Глидден, Уэссел и их аналоги на северо-западе материка, формация Хевитри в авлакогене Амадеус; в Европе — базальные члены каратавской серин Урала и одновозрастные отложения авлакогенов Русской платформы и обрамления последней. В Сибири этот тип разреза встречается как исключение на склонах отдельных поднятий (западный склон Алданского щита, Южно-Енисейский кряж и др.). Сочетание двух последних типов в одном Районе наблюдается очень редко. Ясно, что в области развития американского типа разрезов движения гренвилльского возраста вызвали подъем и осушение больших территорий, а в районах распространения африканского типа с ними, напротив, было связано общее погружение и заложение отдельных авлакогенов. В сибирском типе, развитом шире других, в течение всего среднего рифея продолжалось устойчивое погружение; упомянутые движения здесь не проявились совсем или выразились в формировании крупных осадочных серий, иногда разделенных небольшими размывами или трансгрессивными перекрытиями. Внутренние границы наиболее выдержанных из таких серий Сибири (см. рис. 2) во времени близко совпадают с началом и окончанием гренвилльского магматизма в поясе Гренвилл.

Более универсальным для различных зон было усиление магматической активности около 1050—1150 млн. лет назад. Основной магматизм этого времени наиболее интенсивно проявился в Северной Америке и Гренландии (Кивино, Коппермайн-Ривер, Гардар), но нашел свое выражение на Русской и Сибирской платформах и в их обрамлении (интрузии габбродиабазов, редкие излияния), хотя почти не затронул Африки и Авсгралии. Кислый интрузивный магматизм этого возраста установлен на всех континентах (Тугаринов, Войткевич, 1966, 1970). Наименее интенсивен он был в Северной и Восточной Азии, а максимальной силы достигал в окраинных зонах Северной Америки (пояс Гренвилл), Европы (Юго-Западная Скандинавия), Южной Африки («система» Кейс) и Австралии (западная и отчасти юго-западная кромки материка), где сопровождался высокотемпературным метаморфизмом; в Африке, Америке и Австралии гранитов.

Общей особенностью рассматриваемых явлений является то, что гранитизация в упомянутых зонах не явилась завершением геосинклинального этапа развития и накладывалась не на близкие ей по возрасту геосинклинальные толщи, а на значительно более древние, в основной своей массескладчатые и ранее уже гранитизированные комплексы. Значительную независимость от рифейских геосинклинальных систем обнаруживают также отдельные массивы гранитоидов гренвилльского возраста и пояса их сгущений, которые даже в зоне кибарид Центральной Африки отделены значительным отрезком времени от этапа завершенной складчатости и только в Ирумидах, и Антиатласидах, видимо, следуют вскоре после него.

Другой характерной чертой гренвилльской эпохи было образование в фундаменте древних платформ крупных разломов и зон милонитизации, которые контролировали размещение авлакогенов, основного магматизма, поясов радиологического омоложения, а в некоторой своей части (фронт Гренвилл, разлом Дарлинг и др.) и поясов метаморфизма и ультраметаморфизма этого времени. Несмотря на широкое развитие дробления, эти процессы не сопровождались заложением новых геосинклиналей, за исключением Дамара-Катангской и, возможно, Гиперборейской миогеосинклинальных систем.

В литературе можно найти ряд ссылок на то, что с событиями гренвилльского возраста связаны замыкание ряда геосинклинальных систем и наращивание площади платформы. В качестве таких примеров обычно приводят кибариды Центральной Африки, пояс Гренвилл и Сатпурский пояс Индостана (Штрейс, 1964; Муратов, 1965, 1970; Богданов, Хаин, 1968; Богданов, 1969; и др.). Однако выше было показано (см. раздел 2, гл. II, IV), что кибарская складчатость одноименного пояса относится к более ранней эпохе и что пояс Гренвилл не может рассматриваться как пример завершенной складчатости данного возраста, ибо представляет собой зону наложения плутонизма и метаморфизма на разновозрастные, значительно более древние гранито-гнейсовые комплексы. То же самое характеризует и другие подобные пояса, в том числе Сатпурский, субстраткоторого сложен дорифейскими породами (Келлер, Семихатов, 1968).

Среди всех рассмотренных нами структур только, по-видимому,

в Ирумидах и Антнатласидах проявление складчатости и гранитизации грепвилльского возраста привело к консолидации этих зон. В прочих же миогеосинклинальных системах рифея на рассматриваемом рубеже продолжалось сквозное развитие (Аделаида, прогибы вдоль западного побережья Экваториальной Африки, Енисейский кряж), либо фиксировалась частная фаза складчатости, вызвавшая угловое несогласие той или иной интенсивности (Урал), либо произошла приостановка погружения, которая сопровождалась складчатостью только в отдельных шовных зонах и спустя некоторое время вновь сменилась геосинклинальным прогибанием (миогеосинклиналь Скалистых гор в Восточной Калифорнии, в северных районах США и в Канаде). На платформах с теми же движениями была связана активизация рельефа, что нашло свое выражение в широком развитии здесь спарагмитовой, или фалаховой (Келлер, 1970), формации, которая обычно в виде аллофильного члена проникала и в миогеосинклинали.

Все сказанное подтверждает ранее сделанный вывод (см. раздел 2, гл. II), что события гренвилльского этапа в типичном выражении не являются эпохой складчатости (тем более завершенной) в собственном смысле слова и представляют собою процессы преобразования фундамента древних платформ. Они по всем признакам (кроме возрастного) отвечают эльсонским событиям в Северной Америке, готским – в Скандинавии, свекофенским событиям — в беломоридах Балтийского щита, гудзонским — в некоторых зонах провинции Черчилл Канады и т. д. К тому же кругу явлений принадлежит развитие Мозамбикского и той или иной части Ливийско-Нигерийского поясов Африки. Само рассмотрение вопроса о том, причленилась ли в ходе этих событий какая-то зона к платформе, не является правомерным, ибо эти события накладывались на уже консолидированное основание и были сильно отореаны во времени от этапа его формирования. Подобного рода явления, впервые отмеченные Е. В. Павловским (1958) и позднее описанные в докембрии и отчасти (Африка) в раннем палеозое всех материков, видимо, заслуживают особого термина. Можно предложить для них термин «диасхизис»⁴, понимая под этим совокупность процессов метаморфизма, гранитизации и тектонических движений, которые накладываются на значительно более древние гранито-гнейсовые комплексы и налегающие на них покровные толщи и вызывают интенсивные их динамо-термальные преобразования.

Логическим выводом из изложенного является то, что по роли и относительному значению в формировании структуры континентов гренвилльские события (диасхизис) несравнимы со свекофенско-гудзонской складчатостью и, следовательно, вопреки господствующей точке зрения, не могут считаться историко-геологическим обоснованием равнозначных стратиграфических рубежей. Широко принятое противоположное мнение объясняется главным образом обилием изотопных датировок гренвилльского интервала, образующих яркий пик на гистограммах. Но этот пик в значительной, если не в главной, мере обусловлен омоложенными датировками дорпфейских пород, а неомоложенные цифры, как мы видели, в основной своей массе определяют возраст не эпохи завершенной складчатости, а диасхивиса.

Сравнение историко-геологической роли гренвилльских и предсреднерифейских событий также, видимо, решается не в пользу гренвилльских, если только мы отвлечемся от гистограмм распределения изотопных датировок во времени и обратимся к анализу геологических данных, в особенности процессов заложения и замыкания геосинклинальных (миогеосинклинальных) систем.

В наиболее полных, непрерывных рифейских разрезах гренвилльские события, судя по изотопным данным, приходятся на средние горизонты палеонтологически охарактеризованных среднерифейских отложсний и

От греческого бласу(сис — процесс разрушения, взламывания.

их завершение предшествует появлению лахандинской ассоциации строматолитов. Эта ассоциация, как говорилось в гл. III раздела 1, выделяется в составе среднерифейского комплекса строматолитов не везде и, являясь составной частью этого комплекса, отличается от предшествующей ей ассоциации не столь сильно, чтобы обосновать границу высокого ранга. Такая граница палеонтологически обосновывается несколько выше и датируется 950±50 млн. лет.

Следовательно, в средней части рифея существуют два ясно разновозрастных рубежа, резко различных по своей природе: историко-геологический (1050-1150 млн. лет) и палеонтологический (950 ± 50 млн. лет). В свете того, что говорилось выше (см. раздел 1, гл. III и раздел 3, гл. I), при построении общей шкалы расчленения рифея я отдаю предпочтение палеонтологическому, тем более, что гренвилльские события, растягиваясь на значительный отрезок времени, не имеют однозначного выражения в рифейских отложениях различных континентов, а в сибирском, наиболее пироко развитом их типе находят лишь очень слабое отражение. Поэтому гренвилльские события в данной работе рассматриваются не только как внутририфейские, но и как внутрисреднерифейские '.

Палеонтологический критерий обоснования нижней границы верхнего рифея создает главное отличие последнего от других подразделений, выделявшихся в этой части шкалы (гиперборей, спарагмит, инфракембрий и т. д.), подошва которых проводилась по структурным признакам по несогласию в основании тех отложений, которые здесь рассматриваются как члены разрезов среднего рифея африканского типа. Тому же несогласию на первых порах отводилась ведущая роль в обосновании нижней границы верхнего рифея в стратотипе (Келлер, 1952, 1964; Келлер и др., 1960; Комар и др., 1964), а в последнее время на него опираются при проведении нижней границы катавского горизонта (Крылов, Шаповалова, 1970а) и тимурия (Раабен, 1971) в их типовых разрезах.

В начале позднего рифея в конкретных регионах сохранялись те же тенденции развития, которые установились в конце среднего рифея: поднятие для областей развития американского типа разрезов и общее погружение для сибирского и африканского. Поэтому граница среднего и верхнего рифея в предлагаемой схеме не совпадает ни с одним из историко-геологических событий широкого радиуса действия и всецело определяется палеонтологическими данными. Это определяет условность ее проведения в тех разрезах, которые плохо изучены в палеонтологическом отношении и в силу своей плохой радиогеохронологической изучен-

¹ По поводу критериев проведения и положения границы среднего и верхнего рифся существуют различные представления. Большинство авторов эту границу обосновывают этапом тектоно-магматической активности с возрастом около 1100 млн. лет, в типовом разрезе Урала традиционно относя ее к основанию зильмердакской свиты. М. А. Семихатов в определении границы среднего и верхнего рифея решающее значение отдает палеонтологическому критерию и трассирует эту границу по бо-лее высокому уровню, на котором в сибирских разрезах происходит смена ком-плекса строматолитов с Baicalia, Conophyton и Jacutophyton комплексом с Inzeria и Gymnosolen. На Урале с этим уровнем он сопоставляет основание катавской свиты. При всей логичности этих постросний они вызывают два замечания. Во-первых, уверенно проследить предлагаемую границу по всем континентам в настоящее время нельзя, и мы вынуждены пока условно проводить ее выше рубежа 1100 млн. лет. Во-вторых, корреляция разрезов Урала и Сибири ныне разными авторами проводится неоднозначно, а присутствие в ципандинской свите миньярий и в деревнинской свите - гимпозоленов совместно с комплексом байкалий и якутофитонов позволяет думать, что в Сибири в силу специфических фациальных условий этот комплекс в названных свитах и их аналогах является реликтовым. Исходя из этих соображений нижняя грапица верхнего рифея в Сибири иногда проводится по основанию лахандинской серии и ее аналогов (В. В. Хо-ментовский) или даже в основании энцинской свиты (Вл. А. Комар). Таким образом, традиционное представление о проведении нижней грапицы верхнего рифея в основании зильмердакской свиты Урала пока не может быть изменено (Прим. ред.).

ности пока не могут быть точно сопоставлены с типовыми разрезами.

Вторая половина позднего рифея (после проявившейся в ряде районов тектонической фазы с возрастом 800-850 млн. лет) характеризуется тремя общими чертами развития материков: 1) усилением и распространением на новые территории тенденций к воздыманию, которые шире всего проявились в Северной Америке, охватили северную и северо-восточную части Азии, Северную и Западную Австралию и другие области; 2) дальней тей дифференциацией условий в областях прогибания с сохранением существенно карбонатного осадконакопления и устойчивого погружения в одних областях (восточное и северное обрамление Русской платформы, Китайско-Корейская платформа и др.) и переходом к решительному преобладанию терригенных, нередко довольно грубых красноцветных осадков, знаменующих создание тектонического рельефа, в других (Центральная и Западная Африка, Южная и Центральная Австралия, Южная Сибирь и др.); 3) развитием покровного оледенения с возрастом около 750 млн. лет в Австралии, Экваториальной и Юго-Западной Африке (Cahen, Lepersonne, 1967; Dunn et al., 1971) и, отчасти, в Северной Америке. Важно напомнить, что значительная часть упомянутых терригенных толщ обычно рассматривается в составе орогенного комплекса байкальской складчатости.

Широко распространено мнение о том, что граница верхнего рифея и терминального рифея или венда совпадает с поверхностью главного байкальского несогласия и трансгрессивного залегания наиболее высоких слоев докембрия. Во втором разделе данной работы было показано, что такое совпадение действительно имеет место в одних районах, но в других несогласие того или иного значения проходит выше по разрезу. В результате с верхним рифеем оказываются тесно слиты базальные горизонты терминального рифея (Урал, Русская платформа, Северо-Западная Африка), значительная его нижняя часть (Катангиды) или даже все это подразделение (прогибы Аделанды и Амадеус). Это обстоятельство, с одной стороны, подчеркивает ведущее значение палеонтологического критерия для обоснования границ терминального рифея, а с другой, показывает, что тектонические движения заключительных этапов байкальской эпохи были не строго синхроничными на разных материках, хотя и приуроченными к сравнительно узким возрастным рамкам. Оценить степень этой асинхронности в более глубокой части разреза не представлялось возможным, так как детальность палеонтологического расчленения здесь гораздо меньше, а абсолютная величина погрешности изотопных датировок больше, чем у границы докембрия и кембрия.

Более общей особенностью терминального рифея было широкое развитие в нем молассовых и молассоидных формаций, связанных с орогенным этапом развития байкальских складчатых систем (Шатский, 1952а, 19366; Херасков, 1963; Беккер, 1968; Богданов, Хаин, 1968; Клитин и др., 1970; Беккер и др., 1970; и др.), общее низкое стояние всех рассмотренных древних платформ, кроме Северо-Американской, и наличие покровного оледенения с возрастом около 650 млн. лет (Чумаков, 1971; Dunn et al., 1971) на общирных территориях Европы, Центральной Азии, Австралии, отчасти в Северной Африке и, вероятно, в Северной Америке. Северо-Американская платформа в это время сохранялась как приподнятый элемент и только в обрамляющих ее прогибах происходило накопление осадков, в том числе тиллоидов и тиллитов (см. рис. 34, 52, 68).

Интенсивные восходящие движения в байкальских складчатых пояcax, с одной стороны, и низкое стояние большинства древних платформ — с другой, привели к тому, что на последних впервые за всю рифейскую историю значительное распространение получили аллохтонные терригенные формации. На более ранних стадиях рифейского развития эти соотношения, за редкими исключениями (Клитин и др., 1970), были обратными и в миогеосинклинали в огромном количестве поступал обломочный материал, снесенный с платформ, — факт, не имеющий аналогии в последующей истории Земли (Херасков, 1963).

Переход от рифея к кембрию в историко-геологическом плане на территории платформ северного ряда и их миогеосинклинального обрамлеознаменовался постепенной и не строго ния одновременной лаже в отдельных крупных регионах сменой орогенных формаций платформенными, а также некоторым расширением моря, приведшим к формировавию трансгрессивных перекрытий только на сводах поднятий и на крыльях отдельных прогибов. Лишь в Авалонском поясе Северной Америки на границе докембрия и кембрия произошла складчатость. В результате в Северном полушарии та или иная часть терминального рифея (обычно отвечающая венду), как правило, обнаруживает тесную связь с нижним кембрием, что неоднократно подчеркивали Б. С. Соколов и другие исследователи. В отличие от этого на южных материках картина соотношения терминального рифея и кембрия сложнее. Наряду с их согласным залеганием в отдельных зонах (Антиатлас, видимо, некоторые районы Юго-Западной Африки, северное крыло прогиба Амадеус, возможно, Аххагар), в других терминальный рифей сверху ограничивается ясной геологической границей даже там, где он совместно деформирован с нижним кембрием (пояс Аделаида). В Африке эта граница была обусловлена катангской складчатостью, вслед за которой значительная часть континента была вовлечена в поднятия, продолжавшиеся и в кембрии.

Тесная структурная связь рассматриваемых толщ с нижнекембрийскими, ярче всего выраженная в Северной Евразии, маскирует историкогеологическое содержание терминального рифея (венда) как заключительного звена байкальского этапа. Эта связь одно время трактовалась как аргумент за включение венда в палеозой. Однако такое расширение объема палеозоя, как подчеркнули Н. С. Шатский (19526), а затем и Б. С. Соколов (1964), означало бы нарушение биостратиграфических принципов его расчленения.

Позднее ведущее значение в обосновании возраста венда стали придавать палеонтологическому критерию. При этом одни исследователи основное внимание уделяли моменту появления метазоа или эдиакарской их ассоциации и, относя этот момент к началу венда, причленяли последний к палеозою или фанерозою (Соколов, 1968; Покровская, 1967; Хоментовский и др., 1969, 6; Cloud, 1968; и др.). Другие исследователи решающее значение отводили тому, что рассматриваемое подразделение, известное как венд, юдомий или терминальный рифей, выделяется прежде всего по изменениям в составе таллофитов и продуктов их жизнедеятельности и что эти изменения не позволяют обосновать исключительно высокий ранг границы в основании венда (юдомия). Поэтому последний трактовался как заключительное подразделение рифея (Келлер, 1966б, 1971; Семихатов, 1966; Келлер, Семихатов, 1968) или даже как часть верхнего рифея (Раабен, 1971). Наконеп, широкое распространение получила в значительной мере компромиссная точка зрения, согласно которой венд представляет собой самостоятельное подразделение верхнего докембрия, по рангу равное рифею.

В решении этого дискуссионного вопроса определяющее значение я придаю следующему.

а. Изменения строматолитовых комплексов, положенные в последнее время в основу расчленения рифея, соизмеримы на границах всех его фитем, хотя положение терминального рифея у границы двух крупнейших эволюционных этапов определяет некоторую специфику его органического мира. В нем сокращается количество таксонов, связывающих данное подразделение с более древними, и возрастает относительная роль новых, часть которых здесь же и заканчивает свое развитие, а часть переходит в вышележащие слои.

б. Яркую специфику органического мира терминального рифея соз-

дает присутствие в нем эдиакарских ископаемых, но появление метазоа и, возможно, эдиакарской фауны ранее терминального рифея (см. раздел 1, гл. III) снижает значение данного явления в обосновании ранга нижней границы рассматриваемого подразделения, а исключительная редкость находок представителей этой фауны по существу исключает использование ее в практической работе стратиграфа.

в. Биостратиграфический рубеж в основании кембрия, определяемый появлением скелетизированных представителей различных типов, не имеет себе равных в истории Земли (Розанов и др., 1969; Меннер, Штрейс, 1971).

Все сказанное рассматривается мной как доводы за допалеозойский и дофанерозойский возраст обсуждаемого подразделения и за включение его в рифей в качестве единицы того же ранга, как нижний, средний и верхний рифей. Принятие предложения понимать фанерозой как биозону Metazoa и на этом основании включать в него венд повело бы к снижению нижней границы фанерозоя по крайней мере до слоев с возрастом около 1000 млн. лет и на практике означало бы потерю критериев проведения этой границы. Из-за предполагаемого уровня организации первых животных момент их появления, вероятно, никогда не будет точно установлен в геологической летописи. К этому надо добавить, что отнесение терминального рифея (венда) в допалеозой и дофанерозой и включение его в рифей согласуется с его историко-геологическим содержанием как заключительного звена байкальского этапа развития и означает возврат к оригинальному пониманию объема рифея, данному H. C. Шатским (подробнее см. Келлер, Семихатов, 1968, стр. 22–25).

Итак, в докембрии различных континентов устанавливаются два важнейших историко-геологических рубежа, отвечающих переходу от заключительных стадий развития одного планетарного тектоно-магматического цикла к начальным стадиям последующего. Возраст этих рубежей 2600 ± 100 и 1700 ± 50 млн. лет. Третий принципиально такой же, но менее ярко выраженный (особенно в Северном полушарии; Штрейс, 1964) рубеж выделяется у кровли протерозоя. Его практическое значение для стратиграфии невелико не столько из-за его меньших масштабов, сколько потому, что он приходится на область применения биостратиграфического метода. С общих позиций, однако, важно, что он в какой-то мере отвечает переходу от докембрия к палеозою и совпадает с одной из границ выделяемой Н. А. Штрейсом (1964; Меннер, Штрейс, 1971) особой периодичности в развитии Земли, которая выражается в попеременном возникновении основной массы областей завершенной складчатости то на Северном, то на Южном полушарии.

Три названных рубежа по своему значению в изменении структуры земной коры несоизмеримы с прочими из рассмотренных. В. В. Меннер и Н. А. Штрейс (1971) именно их предлагают использовать для выделения мегахронов. Выше мы видели, что эти рубежи, сохраняя адекватное выражение на всех континентах, имеют вполне определенный стратиграфический смысл: они обособляют крупнейшие планетарные стратиграфические комплексы, которые в общем отвечают важнейшим этапам развития органического мира и выделяемым М. В. Муратовым (1970) мегастадиям развития геосинклинальных систем докембрия.

Все сказанное приводит к разделению протерозоя в планетарном масштабе на два главных общих подразделения и определяет отношение к обычному в современных схемах трех- или четырехчленному делению (см. рис. 77) соответствующей части разреза.

Высокий ранг и стратиграфическая самостоятельность этих двух подразделений побуждают к выделению их под собственными именами. Обозначение их просто как «верхний протерозой» и «нижний протерозой» порождает неопределенность в связи с различным пониманием объема как всего протерозоя в ходе его исследования в разных странах, так и главных его частей, что недавно специально отметил К. Ранкама (Rankama, 1970b), а раньше отмечали В. В. Меннер (1960), Дж. Гилл (Cill, 1955, 1957) и др. В этой связи достаточно указать, что верхний протерозой нашей страны отвечает среднему и верхнему протерозою типовых разрезов (Семихатов, 1964, 1966), а те толщи, которые в принятой у нас шкале рассматривались как среднепротерозойские, в данной работе включаются в нижний протерозой.

Типом верхнего подразделения, безусловно, следует считать рифей Северной Евразии (индекс R). Среди прочих региональных подразделений верхнего докембрия он не имеет себе равных по полноте и представительности и явился той моделью, на которой создавалась и совершенствуется биостратиграфическая схема расчленения этой части разреза. Следует также отметить, что рифей по отношению к подразделению такого объема пользуется несомненным приоритетом.

Грандиозный стратиграфический объем рифея обусловливает большие трудности в выборе его стратотипической местности и тем более стратотипа, которые отвечали бы всем необходимым требованиям. Исторически принято считать стратотипом рифея разрез Башкирского антиклинория. послуживший Н. С. Шатскому (1945) основой для выделения данного подразделения. Ряд объективных недостатков этого разреза, и прежде всего наличие значительных перерывов, обилие терригенных толщ, лишенных строматолитов, отсутствие кембрия в кровле и неопределенность максимального возрастного предела нижней серии — все это побуждает к выделению гипостратотипа рифея и стратотипа его нижней границы. В качестве гипостратотипа предлагается разрез Учуро-Майского района в объеме от подошвы учурской серии до нижней границы кембрия (см. рис. 27). Данный разрез является единственным на всем земном шаре, в котором видны как последовательность всех четырех палеонтологически и радиологически доказанных фитем рифея, так и соотношения верхней из них с древнейшими слоями кембрия, а нижней — с позднеорогеппым комплексом нижнего протерозоя. Последнее обстоятельство позволяет считать типом нижней границы рифея границу между улканско-уянскими и учурскими отложениями рассматриваемого района.

Общая для всех континентов структурная разобщенность наиболее полных разрезов нижнего и верхнего протерозоя делает неизбежным применение методов телекорреляции при установлении соотношения их типов. Среди всех региональных комплексов нижнего протерозоя на первом месте по полноте, представительности и изученности стоит нижний протерозой (афебий) северо-западной части Канадского щита. Использование моментов окончания важнейших складчатостей для обоснования гранип афебия (Stockwell, 1964а, 1968) сближает его с нижним протерозоем данной работы. Различия между ними состоят в том, что границы афебия проводятся по структурным признакам без формационного анализа слоистых толщ. Это приводит к некоторому несовпадению объемов афебия в оригинальном понимании и нижнего протерозоя данной работы: те толщи, которые здесь рассматриваются как поздние молассы гудзонской складчатости, в Канаде до недавнего времени обычно включали в вышележащий хеликий. В последнее время, однако, ведущие канадские геологи, как уже говорилось в гл. II раздела 2, эти толщи рассматривают в качестве переходных от афебия к хеликию («поздний афебий или ранний хеликий») либо включают в афебий (Stockwell et al., 1970; Fraser et al., 1971). Это обстоятельство и, главное, совпадение принципов обособления афебия и рассматриваемого подразделения позволяют применить к последнему термин «афебий» (индекс А). При этом несколько меняется первоначально предложенный К. Стоквеллом объем афебия за счет включения в него позднеорогенного комплекса гудзонид и уточняется датировка границ как результат анализа конкретных цифр, а не их усредненных значений.

Стратотипической местностью афебия является северо-западная часть Канадского щпта (провинции Слейв и Бэр и смежная часть провинции Черчилл), в пределах которой развиты такие типичные представители отложений этого возраста, как надсерия Грейт-Слейв, серии Эпуорт, Гоулберн (нижний комплекс афебия), Эт-Тен, Камерун-Бей, Ноначо и нижняя часть серии Дубовт (верхний или позднеорогенный комплекс афебия).

Понимая группы как наиболее крупные подразделения, отвечающие важнейшим этапам развития земной коры и жизни (Стратиграфическая классификация..., 1965), я рассматриваю рифей и афебий в качестве групп (эратем), хотя обычно их считают единицами более крупного ранга — эонами (эонотемами), мегахронами и т. д., исходя главным образом из их огромной продолжительности. Однако сравнение объемов эр и периодов фанерозоя (палеозой — 225, кайнозой, кембрий и мел — по 70, силур — 30 млн. лет; см. Афанасьев, 1968) убеждает в том, что продолжительность не может быть критерием ранга подразделения.

Совокупность афебия и рифея, составляющую протерозой, можно рассматривать как эонотему (эон геохронологической шкалы), противопоставляя ее фанерозою п архею. Нужно, однако, подчеркнуть, что очень большое историко-геологическое значение рубежа, отвечающего границе между афебнем и рифеем (Шатский, 1960, 19636; Штрейс, 1964; Богданов, 1969; Муратов, 1970; Меннер, Штрейс, 1971; Stille, 1958; и др.), определяет некоторую искусственность объединения их в единое подразделение, хотя бы и надгруппового ранга.

В пределах той части шкалы, которая здесь выделяется как афебий, рядом геологов на основании историко-геологических данных были обособлены более мелкие подразделения того или иного пространственного ранга и значения (см. рис. 77). Изложенные выше материалы показали, что эти подразделения при всей яркости своего выражения в одних районах пока не могут быть прослежены во всех опорных разрезах материков. Вместе с тем обращает на себя внимание, что в удаленных разрезах различных континентов выделяются аналоги субиотния Балтийского щита, а также ятулия или карелия (s. str.), послуживших основой для выделения среднего протерозоя (Кратц, 1958, 1963; Полканов и др., 1964; Салоп, 1960, 1964б) или мезопротовоя (Салоп, 1968а, 1970, 1971). Поэтому нельзя не согласиться с Л. И. Салопом (1971, стр. 31-32) в том, что «если бы потребовалось избрать мировой стратотип мезопротозоя, то в качестве его следовало бы принять карельский комплекс вместе с перекрывающими петрозаводской и шокшинской свитами». Нижний комплекс серин Дубонт, серия Эт-Тен или субиотний могли бы сыграть такую же роль в отношении верхнего из упомянутых подразделений.

В отношении общего расчленения рифея дело в настоящее время обстоит значительно лучше. Материалы данной работы, уточняющие и развивающие выводы ряда исследователей (Келлер, 1966а; Семихатов 1966, 1971, 1972; Келлер, Семихатов, 1968; Божко, 19696; Раабен, 1971; Glaessner, 1968; Glaessner et al., 1969; Cloud, Semikhatov, 1969; Walter, Preiss, 1972; и др.), показывают, что четыре подразделения, выделенные в рифее Северной Евразии по палеонтологическим данным, представляют собой плапетарные категории. Каждое из этих подразделений отвечает определенной стадии развития земной коры и жизни в докембрии, а имеющиеся данные уже сейчас позволяют выделять их аналоги и в ряде случаев трассировать границы в опорных разрезах всех материалов. Правда, из-за сравнительно плохой изученности рифейских строматолитов вне СССР главную роль в межконтинентальной корреляции этих подразделений за пределами Евразии играют не палеонтологические, а радиогеохронологические данные.

Ранг и иерархия четырех подразделений, включенных здесь в рифей, служили и служат предметом оживленной дискуссии, особенно острой

в отношении верхнего из этих подразделений. В данной работе они рассматриваются вслед за Б. М. Келлером (1966б) как категории особого ранга — фитемы, так как они обосновываются комплексами не собственно органических остатков, а продуктов их жизнедеятельности и не содержат многоступенчатых серий подчиненных общих подразделений, свойственных группам и системам.

Коль скоро фитемы выделены на основании палеонтологических ланных, то методом оценки относительного ранга их границ является сравнение тех изменений органического мира, которые определяют эти границы. Такое сравнение для строматолитов, служащих главным обоснованием рассматриваемой стратиграфической шкалы, возможно только на основе таксовов формальной классификации. Это ведет к определенной условности соответствующих выводов. Тем не менее представляется важным. ЧТО ИЗМЕНЕНИЯ СТДОМАТОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ОКАЗЫВАЮТСЯ СОИЗМЕДИМЫМИ на границах всех четырех фитем, хотя фитолиты нижнего и среднего рифея обнаруживают наибольшую преемственность состава, а положение терминального рифея на рубеже двух крупных эволюционных этапов определяет своеобразие его палеонтологической характеристики, которая проявляется не только и, вернее, не столько в систематическом составе строматолитового комплекса, сколько в появлении здесь известковых водорослей палеозойского облика и, главное, в появлении на разных континентах эднакарского комплекса бесскелетных животных.

Несмотря на это своеобразие, по методам своего обособления и дальнейшего расчленения терминальный рифей аналогичен нижележащим фитемам и с этой точки зрения принципиально отличается от кембрия и вышележащих систем, отделяясь от них важнейшим (Розанов и др., 1969; Меннер, Штрейс, 1971) биостратиграфическим рубежом. Поэтому, как уже говорилось ранее, все четыре фитемы верхнего докембрия рассматриваются здесь как члены допалеозойской и дофанерозойской шкалы и включаются в рифей в качестве соподчиненных адекватных единиц (Келлер, 1966а; Семихатов, 1966; Келлер, Семихатов, 1968).

По отношению к подразделениям, в той или иной мере отвечающим фитемам рифея, в нашей литературе предлагалось несколько систем типовых подразделений и соответствующих собственных наименований (Келлер, 1952, 1964, 19666; 1971; Келлер, Хоментовский, 1958, 1960; Драгунов. 1958а; Соколов, 1958, 1964; Нужнов, Ярмолюк, 1959, 1968; Семихатов, 1966; Келлер, Семихатов, 1968; Раабен, 1971; и др.). Применение палеонтологических методов расчленения к рифею привело к тому, что объем выделяемых подразделений стал не совпадать с объемами тех литостратиграфических комплексов, которые служили основой для его расчленения на историко-геологической основе (бурзянская, юрматинская, каратавская, вендская серии и т. д.). Сохранение названий этих серий в качестве названий фитем нежелательно, так как может повести к недоразумениям в отношении объемов выделяемых единиц. Соображения полноты разрезов, обоснованности границ и богатства палеонтологической характеристики позволяют выдвинуть на обсуждение следующие типовые подразделения.

а. Лучшим разрезом среднего рифея, несомненно, является разрез Учуро-Майского района в объеме апмчанской, керпыльской серий и нерюенской свиты лахандинской серии, который заключает последовательность всех трех ассоциаций соответствующего комплекса строматолитов, подстилается (несогласно) палеонтологически и радиологически доказанным нижним рифеем и перекрывается (согласно) базальными горизонтами верхнего рифея с катавской ассоциацией строматолитов. Разрезы этих отложений по р. Белой лучше всего обосновывают нижнюю и верхнюю границы фитемы. Рассматриваемые толщи по объекту примерно отвечают оригинальному пониманию якутского комплекса, выделенного В. И. Драгуновым (1958а), и под таким названием уже описывались как эквивалент среднего рифея (Нужнов, Шаповалова, 1968; Крылов и др., 1968). Это название и предлагается закрепить за данной фитемой.

б. Разрезы Южного Урала в объеме катавской, инзерской и миньярской свит со всех точек зрения являются лучшими разрезами верхнего рифея СССР и вместе с вышележащей укской свитой полнее всего обосновывают его границу с терминальным рифеем. Поэтому логично рассматривать их как тип верхнего рифея и его верхней границы. В стратиграфических схемах Урала нет термина, обозначающего совокупности названных свит. Поэтому предлагается их именовать новым названием табинский 'комплекс (стратотипическая местность — Каратавское поднятие и смежная часть Симской мульды) и рассматривать его как тип верхнего рифея. Стратиграфический объем этого комплекса меньше, чем каратавской серии, так как в него не включаются зильмердакская и укская свиты.

в. Результаты специального обсуждения вопроса о типе четвертой фитемы рифея (Семихатов и др., 1970; Келлер, 1971) позволяют предположить в качестве ее типа юдомскую свиту Учуро-Майского района, в свое время послужившую основой для выделения юдомского комплекса (Журавлева, Комар, 1962). Эта свита, налегая на терригенные породы верхнего рифея, у своей кровли содержит палеонтологически доказанные аналоги немакит-далдынского горизонта, которые без перерыва перекрываются слоями с фауной зоны Aldanocyathus sunnaginicus — Tiksitheca licis (Розанов и др., 1969). Поэтому вне зависимости от исхода дискуссии о возрасте названного горизонта можно констатировать, что верхняя граница юдомской фитемы в ее типовых разрезах определяется согласным налеганием древнейших слоев кембрия.

г. Вопрос о типе нижнего рифея наиболее сложен, так как его палеонтологически и (или) радиологически охарактеризованные отложения в СССР залегают несогласно обычно на гораздо более древних образованиях и в своем основании содержат значительную терригенную толщу. Лишь в Учуро-Майском районе, в Учурской впадине, доказанные нижнерифейские осадки подстилаются верхними горизонтами афебия (вулканогенной молассой улкано-уянского комплекса), но здесь состав ілжнерифейских строматолитов весьма специфичен (господство эндемичных групп и форм). Поэтому, видимо, предпочтительнее в качестве типа фитемы выбрать раннерифейские отложения Анабарского массива и в соответствии с этим именовать ее анабарской.

* * *

Изложенные в работе данные позволяют сформулировать следующие выводы.

1. Общее расчленение докембрия в своей основе должно быть стратиграфическим, опирающимся на анализ последовательности, состава и взаимоотношений комплексов слоистых пород и содержащихся в них органических остатков, с использованием радиогеохронологических данных для корреляции и датирования историко-геологических и биостратиграфических рубежей.

2. Для выделения крупнейших стратиграфических подразделений докембрия ведущее значение имеет историко-геологический метод. Он позволяет в составе протерозойских отложений (от 2600±100 млн. лет до подошвы кембрия) обособить два очень крупных планетарных подразделения — афебий и рифей, каждое из которых отвечает самостоятельному этапу эволюции Земли и ее органического мира. Рубеж между двумя этими подразделениями (1700 ± 50 млн. лет) отделяет заключительные ста-

¹ Табынцы — древняя башкирская народность, обитавшая в бассейне верхнего течения р. Белой.

дии развития раннепротерозойских подвижных поясов, вслед за которыми эти пояса утратили присущие им ранее индивидуальные черты, от этапа формирования чехла древних платформ и развития рифейских миогеосинклиналей.

3. В афебии, по историко-геологическим данным, в ряде регионов обособляются средние горизонты, отвечающие ятулию или карелию (s. str.), и на более широкой площади выделяются верхние его горизонты, отвечающие орогенному комплексу свекофенской, гудзонской, буларенидской и эбурнейской складчатостей, но во всех опорных разрезах протерозоя различных континентов такое деление в настоящее время не прослеживается.

4. Позднеорогенный комплекс названных складчатостей (субиотний, Эт-Тен, Камерун-Бей, Эдит-Ривер и их аналоги), завершающий разрез афебия, устанавливается в определенных, довольно узких возрастных рамках в разрезах всех континентов, играя роль главного маркирующего горизонта при межконтинентальных корреляциях пограничных отложений афебия и рифея.

5. Последовательные комплексы строматолитов рифея, первоначально нашедшие стратиграфическое применение в обосновании четырехчленной шкалы верхнего докембрия СССР, выделяются в сходном составе и одинаковой последовательности на других континентах и могут служить основой для межконтинентальной корреляции рифея в рамках упомянутой шкалы.

6. Четыре фитемы рифея представляют собой планетарные категории. По палеонтологическим и радиологическим данным, они устанавливаются в разрезе большинства континентов, сохраняя на них свои главные неповторимые особенности историко-геологического выражения. ЛИТЕРАТУРА

Аблизин Б. Д., Курбацкий А. М., Крылов И. Н. 1969. К стратиграфии верхнего докембрия западного склона Северного Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.

Амирханов Х. И., Брандт С. Б., Бартницкий Е. Н., Гурвич В. С., Гасанов С. А. 1958. К вопросу о сохранности радиогенного аргона в глауконитах.— Докл. АН СССР, 118, N 2.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. І, 1968. Под ред. А. П. Виноградова. М., «Недра». Афанасьев Г. Д. 1968. Геохронологическая шкала в абсолютном летосчисления.—

В кн.: Проблемы геохимии и космологии (Международ. геол. конгресс, 23-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблемы 6 и 13а). М., «Наука».

- Афанасьев Г. Д. 1970. Некоторые итоги и перспективы исследований по проблеме абсолютного датирования в геологии.- В кн.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., «Паука».
- Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П., Боровиков Л. И., Виноградов А. П., Гаррис М. А., Герлинг Э. К. и др. 1964. Геохронологическая шкала в абсолютном летосчислении по данным лабораторий СССР с учетом зарубежных данных.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций (Международ. геол. конгресс, 22-я сес-
- сия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., «Наука». Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В. 1966. Протерозойские ультрабазитовые интрузии и сложность интерпретации данных по их абсолютному датированию.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Афанасьев Г. Д., Брандт С. Б., Гаррис М. А. 1970. Состояние и перспективы радиологических исследований. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Баклунд О. О. 1939. О принципах подразделения докембрия. В кн.: Труды 17-й сес-
- сни Международного геологического конгресса. Т. 2. М., ГОНТИ. Безденежных Л. П., Негруца Т. Ф., Негруца В. З. 1966. К методике фациального изучения осадочно-метаморфических толщ Карелии и Кольского полуострова.— В кн.: Проблема осадочной геологии докембрия, вып. 1. М., «Недра».

Беккер Ю. Р. 1961. Возраст и последовательность напластований отложений верхней части каратавской серии Южного Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9. Беккер Ю. Р. 1968. Древняя моласса Урала.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 121,

- вып. 1.
- Беккер Ю. Р. 1972. Основные проблемы стратиграфии докембрия Русской платфор-
- мы и ее складчатого обрамления. Сов. теология, № 5. Беккер Ю. Р., Богданов Ю. Б., Якобсон К. Э., Негруца В. З., Солонцов Л. Ф., Аксе-нов Е. М. 1970. Основные черты геологии докембрия Русской платформы и ее складчатого обрамления. В кн.: Вопросы тектоники докембрия материков. М., «Наука».
- Беккер Ю. Р., Негруца В. З., Полевая Н. И. 1970. Возраст глауконитовых горизонтов и верхней границы гиперборея восточной части Балтийского щита. – Докл. АН CCCP, 193, № 5.

Беляков Л. П., Голованов Н. П., Сафронов В. П. 1964. Стратиграфия синийского комилекса р. Котуйкан. – Уч. зап. НИИГА, вып. 4.

Бессонова В. Я., Чумаков Н. М., 1969. Верхнедокембрийские ледниковые отложения западных районов СССР.— Литология и полезные ископ., № 2.

Бегр А. А. 1965. Юдомско-Майский прогиб и его восточнос ограничение в верхнем протерозое и нижнем палеозое.— Изв. АН СССР, серия гсол., № 4. Бибикова Е. В., Тугаринов А. И., Зыков С. И., Мельникова Г. Л. 1964. О возрасте ка-

рельской формации.— Геохимия, № 8.

Богданов А. А. 1967. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы.- Вестн. МГУ, серия геол., № 1.

Богданов А. А. 1969. Тектопические эпохи (к вопросу о периодизации тектонической истории Земли). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 44, вып. 5.

Богданов А. А., Зайцев Ю. А., Келлер Б. М., Орлов И. В., Семихатов М. А., Филато-

270

ва Л. И. 1970. Совещание по стратиграфии докембрия Казахстана и Северного Тянь-Шаня.— Сов. геология, № 3. Богданов А. А., Хаин В. Е. 1968. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и ее

- значение в истории Земли в свете новых данных. В кн.: Г. Штилле. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М., «Мир».
- Богданов Н. А. 1967. Палеозой Востока Австралии и Меланезии. Труды ГИН АН СССР, вып. 181.
- Божко Н. А. 1969а. О существовании рифейской геосинклинальной области в Западной Африке.— Изв. высш. учебн. завед., серия геол. и разведка, № 5.
- Божко И. А. 1969б. Расчленение и корреляция отложений верхнего докембрия Африканской платформы.— Вестн. МГУ, серия геол., № 2. Божко Н. А., Казаков Г. А., Трофимов Д. М., Кнорре Г. К., Гатинский Ю. А. 1971.
- Новые определения абсолютного возраста глауконитов Западной Африки.-Докл. АН СССР, 189, № 6.
- Боровиков Л. И., Спижарский Т. Н. 1965. Принципы расчленения и корреляции докембрия.— Геол. и геофиз., № 1.
- Боровко Н. Г., Келль Г. Н., Смирнов Ю. Д. 1964. Стратиграфия, условия образования и алмазоносность отложений «чурочной» свиты (Северный Урал).— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 109.
- Борукаев Ч. Б. 1970а. Некоторые черты тектоники докембрия Австралии. В кн.:
- Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука». Борукаев Ч. Б. 1970б. Очерк докембрия Австралии.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука».
- Борукаев Ч. Б., Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. 1969. Прпиципы тектонического районирования докембрия. — Геол. и геофиз., № 1.
- Борукаев Ч. Б., Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. 1970. Общие принципы составления карты тектоники докембрия континентов в масштабе 1:15 000 000.— Геол. и геофиз., № 8.
- Браун Д. А., Кэмпбелл К. С., Крук К. А. 1970. Геологическая эволюция Австралии и Новой Зеландии. М., «Мир».
- Брунс Е. П. 1964. История развития Русской платформы в позднем докембрии.--В кн.: Геология докембрия (Международ. геол. конгресс, 22-я сессия. Докл. сов.
- геологов. Проблема 10). М., «Недра». Бурксер Е. С., Котловская Ф. И. 1961. Опытное определение абсолютного возраста горных пород по амфиболам.— Докл. АН УССР, № 12. Бурксер Е. С., Котловская Ф. И. 1964. Применение амфиболов для датирования гсо-
- логических формаций.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций (Международ. геол. конгресс, 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., «Наука».
- Бутин Р. В. 1966. Ископаемые водоросли протерозоя Карелии. В кн. Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск, Карельск. книжн. изд-во.
- Ван Хун-чжень. 1962. Тектопическое районирование восточной части Китая исходя из особенностей строения докембрия.— В кн.: Древнейшие породы Китая. М., ИЛ.
- Вильсон А. Ф., Компстон В., Джефри П. М. 1963. Возраст докембрийских пород Австралии по данным радиоактивных методов.— В кн.: Вопросы геохронологии. М., ИЛ.
- Виноградов А. П., Комлев Л. В., Данилевич С. И., Савоненков В. Г., Тугаринов А. П., Филиппов М. С. 1960. Абсолютная геохронология Украинского докембрия.—
- В кн.: Абсолютное датирование дочетвертичных отложений. М., Изд-во АН СССР. Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И. 1959. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита. – Геохимия, № 7.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И. 1961. Геохронология докембрия.— Геохимия, № 9. Виноградов А. П., Тугаринов А. И. 1964. О геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита по данным свинцово-урано-ториевого метода измерения абсолютного возраста. — В кн.: Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 19.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И. 1968. Геохропологическая шкала докембрия. В кн.: Проблемы геохимии и космохимии (Междунар. геол. конгресс, 23-я сес-
- сия. Докл. сов. геологов. Проблемы 6 и 13а). М., «Наука». Виноградов А. Ш., Тугаринов А. И. 1970. Геохронологическая шкала докембрия.— В кн.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., «Наука»
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И., Федорова В. А., Зыков С. И. 1957. Возраст докембрийских пород Украины.— Геохимия, № 7.
- Власов Ф. Я. 1965. Морфология строматолитов саткинской свиты Южного Урала. В кн.: Всесоюзный симпознум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Войткевич Г. В. 1959. Принципы общего деления и корреляции докембрия. Научные труды Криворожского горнорудного ин-та, 7.
- Волкова Н. А. 1965. О природе и классификации микрофоссилий растительного происхождения из докембрия и нижнего палеозоя.— Палеонтол. ж., № 1.

- Волкова Н. А. 1968. Акритархи докембрийских и нижнекембрийских отложений Эстонии.— Труды ГИН АН СССР, вып. 188.
- Волобуев М. И., Зыков С. И., Мусатов Д. И., Ступникова Н. И. 1964. Стратиграфия и магматические комплексы Енисейского кряжа по геологическим и радиологическим данным.— В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., «Недра».
- Вологдин А. Г. 1962. Древнейшие водоросли СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Вологдин А. Г., Маслов А. Б. 1960. О новой группе ископаемых организмов из низов юдомской свиты Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 134, № 3.
- Вопросы тектоники докембрия континентов. 1970. Под ред. Ю. А. Косыгина. М., «Наука».
- Воронов Б. Г., Комар Вл. А., Семихатов М. А., Шаповалова И. Г. 1966. Корреляция разрезов верхнего докембрия Западного Приверхоянья и Учуро-Майского района.— Докл. АН СССР, 171, № 4.
- Вяюрюнен Х. 1959. Кристаллический фундамент Финляндии. М., ИЛ.
- Гавриленко В. А., Ножкин А. Д., Шипицын В. А. 1971. О возрасте отложений чингасанской серии Енисейского кряжа.— Докл. АН СССР, 197, № 6.
- Галдобина Л. П., Соколов В. А., Хейсканен К. И. 1971. Об угловом несогласии между ятулийскими и сариолийскими отложениями Центральной Карелии.— Докл. АН СССР, 199, № 2.
- Гамалея Ю. Н. 1968а. Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутона.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Гамалея Ю. Н. 1968б. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии.— Геотектоника, № 6.
- Гамалея Ю. Н., Забродин В. Е. 1967. Древнейшие отложения осадочного чехла юговостока Сибирской платформы.— Геол. п геофиз., № 4.
- Гао Чжень-си, Сын Юнь-сянь, Гао Пин. 1962. Предварительные данные о стратиграфии синийских отложений Северного Китая.— В кн.: Древнейшие породы Китая. М., ИЛ.
- Гарань М. И. 1946. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала.— М., Госгеолтехиздат. Гаррис М. А. 1964. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его разви-
- Гаррис М. А. 1964. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии (по данным калий-аргонового метода).— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций (Междунар. геол. конгресс, 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., «Наука».
- сов. геологов. Проблема 3). М., «Наука». 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 (Международ. геол. конгресс, 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., «Наука».
- Гаррис М. А., Постников Д. В. 1970а. Геохронологические рубежи позднего докембрия.— В кн.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., «Наука».
- Гаррис М. А., Постников Д. В. 19706. Некоторые итоги геохронологического изучения кристаллического фундамента Русской платформы.— В кн.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., «Наука».
- Гаррис М. А., Постников Д. В., Попов Ю. Н., Васильев В. Л., Меньшикова Р. Т., Денисенко Е. А. 1967. О возрасте габброидов Волго-Уральской области.— В кн.: Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. М., «Наука».
- Гейер П. 1967. Докембрий Швеции.— В кн.: Докембрий Скандинавии. М., «Мир».
- Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии. 1969. Под ред. К. О. Кратца. Л., «Наука».
- Геология Кореи. 1964. Перевод с корейск. Л., «Недра».
- Геология Криворожских железорудных месторождений. 1962. Т. П. Под ред. Я. Н. Белевцева. Киев., Изд-во АН УССР.
- Геохронологическая шкала в абсолютном летосчислении по данным лабораторий СССР на 1960 г.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 10.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. 1968. Под ред. М. М. Мануйловой. Л., «Наука».
- Геохронология докембрия Украины. 1965. Под ред. Н. П. Семененко. Киев, «Наукова думка».
- Герлинг Э. К. 1961. Современное состояние аргонового метода определения возраста и его применение в геологии. М.— Л., Изд-во АН СССР.
- Герлинг Э. К., Глебова-Кульбах Г. О., Лобач-Жученко С. Б., Афанасьева Л. И., Васильева С. Н. 1965. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии.— В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.— Л., «Наука».
- Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.— Л., «Наука». Герлинг Э. К., Кольцова Т. В., Петров Б. В., Зульфакирова З. К. 1965. Исследование пригодности амфиболов для определения абсолютного возраста пород К-Аг методом.— Геохимия, № 2.
- Герлинг Э. К., Кольцова Т. В., Яковлева С. С. 1964. Сравнительное изучение возрас-

та слюд, амфиболов и пироксенов аргоновым методом.- В кн.: Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 19.

Герлинг Э. К., Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б. 1970. Геохронология докембрия Балтийского щита. В кн.: Геохронология докембрия. М., «Наука».

- Герлинг Э. К., Лобач-Жученко С. Б. 1967. Современное состояние радиологических методов и их применение при картировании докембрия на примере Карелии.-В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., «Наука».
- Герлинг Э. К., Лобач-Жученко С. Б., Борисенко Н. Ф. 1966. Новые данные по абсолютному возрасту иотния Балтийского щита.— Докл. АН СССР. 166. № 3.
- Герлинг Э. К., Матвеева И. М. 1964. Возраст основных пород, определенный калийаргоновым методом.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций (Международ. геол. конгресс, 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., «Havra»
- Герлинг Э. К., Морозова И. М. 1957. Определение энергии активации выделения Аг из слюд.— Геохимия, № 4.
- Герлинг Э. К., Морозова И. М. 1970. Современные проблемы калий-аргоновой геохронологии — В кн.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., «Наука». Герлинг Э. К., Морозова И. М., Курбатов В. В. 1961. Сохранность радиогенного арго-
- на в измельченных слюдах.— Геохимия, № 1. Герлинг Э. К., Ященко М. Л., Горохова И. М. 1964. О разработке и применении
- рубидиево-стронциевого метода определения возраста геологических образований. -- В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций (Международ. геол.
- конгресс, 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., «Наука». Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелов А. Н., Седова Н. С.. Су-довиков Н. Г. 1965. Последовательность геологических процессов в южном обрамлении Алданского щита и геохронологические данные. В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.- Л., «Наука».
- Голованов Н. П. 1970. Строматолиты верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л., изд. НИИГА.
- Головенок В. К. 1964. О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах докембрия (по наблюдениям в Патомском нагорье) — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 97.
- Головенок В. К. 1967. О платформенном этапе в развитии Байкальской горной области. – Сов. геология, № 12.
- Горахов И. М. 1964. Определение возраста коростенских гранитов и днепровских мигматитов и метабазитов Украины Rb-Sr методом на породах в целом. – Геохимия, № 8.
- Горохов И. М. 1965. Rb-Sr изохронный метод определения геологического возраста пород в целом.— В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.— Л., «Наука»
- Горохов И. М. 1970. Проблемы рубидий-стронциевой геохронологии. В кн.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., «Наука».
- Горохов И. М., Герлинг Э. К. 1971. Итоги геохронологического изучения восточной части Балтийского щита Rb-Sr методом.— В кн.: Новые данные по геохронологической шкале в абсолютном летосчислении, датировании тектоно-магматических циклов и вопросы интерпретации цифр. Тезисы докладов. М.
- Горохов И. М., Кутявин Э. П., Варшавская Э. С., Лобач-Жученко С. Б. 1969. Геохронологическое изучение метаморфических пород восточной части Балтийского щита Rb-Sr методом на породах в целом.— В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. Тезисы докладов. М.
- Горохов И. М., Лобач-Жученко С. Б. 1964. Определение возраста гранитов карелид
- Юго-Западной Карелии с помощью изохронного метода.— Геохимия, № 10. Горячев А. И., Жарков М. А. 1969. Стратиграфическое положение усольской свиты и ее аналогов на юге Сибирской платформы.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 51.
- Грабау А. 1962. Синийская система. В кн.: Древнейшие породы Китая. М., ИЛ.
- Григорьев В. Н., Семихатов М. А. 1958. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых «тиллитов» северной части Енисейского кряжа.- Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Григорьев В. Н., Семихатов М. А. 1961. Основные типы осадочных формаций нижнего кембрия юго-западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления. — Изв.
- АН СССР, серия геол., № 1. Григорьев В. Н., Семихатов М. А., Серебряков С. Н. 1969. О происхождении доломи-
- тов юдомского комплекса Средней Сибири. Докл. АН СССР, 184, № 2. Гудымович С. С., Шипицын В. А. 1970. К биостратиграфии позднего докембрия и раннего кембрия Манского прогиба (северо-западная часть Восточного Саяна).-Геол. и геофиз., № 10.
- Даминова А. М. 1957. О возрасте комплекса кристаллических сланцев Таймырского полуострова. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 32, вып. 2.

Доброхотов М. Н. 1967. Схема стратиграфии докембрия Украинского щита. -- Сов. геология, № 6.

Доброхотов М. Н. 1969. О некоторых вопросах геологии докембрия Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

- Дольник Т. А. 1969. Стратиграфия и строматолиты рифея, венда и нижнего кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Автореф. канд. дисс. Иркутск.
- Дольник Т. А., Воронцова Г. А. 1971. Ченчинская свита Байкало-Патомского нагорья и ее органические остатки.— Труды Вост.-Сиб. научно-исслед. ин-та геол., геофиз. и мин. сырья, 5.
- Дольник Т. А., Воронцова Г. А. 1972. Новые данные о возрасте отложений карагасской серии Присаянья.— Докл. АН СССР, 204, № 2.
- Драгунов В. И. 1958а. К вопросу о выделении и расчленении синийских отложений на Сибирской платформе. В кн.: Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М.— Л., Изд-во AH CCCP.
- Драгунов В. И. 1958б. Находка Sabellidites в синийских отложениях западного обрамления Тунгусской синеклизы.— Докл АН СССР, 122, № 4.
- Дранник А. С. 1968. Тектоника и стратиграфия Словечанско-Овручской возвышенности в северной части Украинского щита. — Геотектоника, № 3. Дубин П. В., Хоментовский В. В., Якшин М. С. 1969. Новые данные о геологии позд-
- него докембрия Присаянья. Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 51.
- Дунаев В. А. 1967. Некоторые дополнительные сведения о магматизме в тараташской свите по данным Rb-Sr метода. — В кн.: Минералы изверженных горных пород и руд Урала. Л., «Наука». Дю Тойт А. 1957. Геология Южной Африки. М., ИЛ. Елизарьев Ю. З. 1966. Онколитоподобное образование в верхнеархейских мраморах
- Прибайкалья. Докл. АН СССР, 169, № 1.
- Елизарьев Ю. З., Забродин В. Е. 1970. Основные структурные элементы и формации докембрия Западной Африки.— Геол. и геофиз., № 8. Елизарьев Ю. З., Тимофеев В. Д., Крятов Б. М. 1969. Стратиграфические подразделе-
- ния докембрия северо-западной части Экваториальной Африки. М., изд. Научноисслед. лаб. Зарубежгеология.
- Ершов В. М., Марков С. Н., Хайритдинов Р. К. 1969. Абсолютный возраст пород зигальгинской свиты Урала.— Геохимия, № 5.
- Жарков М. А., Советов Ю. К. 1969. Иркутский горизонт, его объем и стратиграфическое положение.- Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 51.
- Жарков М. А., Хоментовский В. В. 1965. Основные вопросы стратиграфии нижнего кембрия и венда юга Сибирской платформы в связи с соленосностью. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 40, вып. 1.
- 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. 1964. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение.— Труды ГИН АН СССР, вып. 114.
- Журавлева З. А. 1967. К вопросу о корреляции нижнекембрийских отложений среднего течения р. Лены.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2. Журавлева З. А. 1968. Диагностические признаки онколитов и катаграфий и распре-
- деления их в разрезе рифея Урала. Труды ГИН АН СССР, вып. 188. Журавлева З. А., Комар Вл. А. 1962. К стратиграфии рифея (синия) Анабарского мас-
- сива.— Докл. АН СССР, 144, № 1.
- Журавлева З. А., Комар Вл. А., Чумаков Н. М. 1959. Стратиграфическое соотношение патомского комплекса с осадочными отложениями западного и северного склонов Алданского щита.— Докл. АН СССР, 123, № 5. Журавлева З. А., Комар Вл. А., Чумаков Н. М. 1961. Строение и возраст отложений,
- относимых к толбинской свите (юго-восточная Якутия). Докл. АН СССР, 140, **№** 3.
- Журавлева З. А., Крылов И. Н., Постельников Е. С. 1969. О стратиграфии и органических остатках дашкинской свиты ослянской серии (верхний докембрий Енисейского кряжа).— Изв. АН СССР, серия геол., № 7. Журавлева З. А., Чужаков Н. М. 1968. Катаграфии, онколиты и строматолиты из
- позднего докембрия Восточной Белоруссви.— Докл. АН СССР, 178, № 3.
- Забродин В. Е. 1966. Особенности развития восточной части Алданского щита нэ ранних этапах формирования его чехла.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Забродин В. Е. 1967. Микрофитолиты рифея Урала и Шпицбергена. Автореф. канд. дисс. М.
- Забродин В. Е. 1968а. Катаграфии группы Vesicularites Reitlinger, их диагностические признаки и методика изучения.- Труды ГИН АН СССР, вып. 188.
- Забродин В. Е. 19686. О расчленении миньярско-укских отложений Урала по микро-фитолитам.— Докл. АН СССР, 182, № 2.
- Зайцев Ю. А., Королев В. Г., Филатова Л. И. 1966. О сопоставлении верхнего протерозоя Тянь-Шаня и Улу-Тау.— Вестн. МГУ, серия геол., № 4.

- Злобин М. Н. 1968. О расчленении билляхской серии синийского комплекса.— Уч. зап. НИИГА, Региональн. стратигр., вып. 13.
- Злобин М. Н., Голованов Н. П. 1970. Стратиграфический очерк верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия.— В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л., изд. НИИГА
- Ильченко Л. Н. 1966. Характеристика комплексов растительных микрофоссилий докембрийских отложений западного склона Анабарского массива. В кн.: Палинология Сибири. М., «Наука».
- Информация о Втором Всесоюзном коллоквиуме по онколитам верхнего докембрия и нижнего кембрия. 1970.- В кн.: Материалы конференций, семинаров, совещаний, постановлений Межведомственного стратиграфического комитета. М., «Нед-Da».
- Пегер Э. 1971. Rb-Sr системы некоторых минералов из различно метаморфизованных областей Альп.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Кабаньков В. Я., Голованов Н. П., Злобин М. Н., Ильченко Л. Н., Мильштейн В. Е. нии верхнедокембрийских отложений реки Котуйкан (Центральная часть севе-ра Сибирской платформы).— Уч. зап. НИИГА, Палеонтол. и биостратигр., вып. 20.
- Кабаньков В. Я., Голованов Н. П., Ильченко Л. Н., Мильштейн В. Е. 1970. Биостратиграфическое расчленение верхнедокембрийских отложений рекв Котуйкан.-В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л., изд. НИИГА.
- Кайряк А. И. 1969. К проблеме «иотния» Западного Прионежья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Казаков Г. А. 1963. Исследование пригодности глауконитов для определения абсолютного возраста осадочных пород. - Автореф. канд. дисс. М.
- Казаков Г. А., Кнорре К. Г., Стрижов В. П. 1966. Абсолютный возраст докембрийских осадочных толщ западного обрамления Сибирской платформы (Енисейский кряж, Туруханское и Чадобецкое поднятия).- В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., «Наука».
- Каляев Г. И. 1965. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции.— Киев, «Наукова думка».
- Каминский Ф. В., Потапов С. В. 1968. Кимберлитовые тела Ингилийского района (Восточная окраина Алданского щита).— Геол. и геофиз., № 11.
- Казн Л. 1958. Геология Бельгийского Конго. М., ИЛ.
- Келлер Б. М. 1952. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы.— Труды ИГН АН СССР, вып. 109, геол. серия № 37.
- Келлер Б. М. 1964. Рифейская группа.— В кн.: Геология докембрия (Международ, геол. конгресс, 22-я 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.— Изд-во МГУ. Келлер Б. М. 1970. О формациях рифея (Енисейский кряж, Урал).— Изв. АН СССР, серия геол., № 7. Келлер Б. М. 1971. Венд или юдомий.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 46, вып. 3. Келлер Б. М., Казаков Г. А., Крылов Д. 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., Королев В. Г., Крылов И. Н. 1965. К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Келлер Б. М., Королев В. Г., Семихатов М. А., Чумаков Н. М. 1968. Основные черты палеогеографии позднего протерозоя СССР.- В кн.: Геология докембрия (Международ. гоол. конгресс, 23-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). Л., «Наука»
- Келлер Б. М., Кратц К. О., Неелов А. Н. 1968. Палеотектоника докембрия СССР.— В кы.: Геология докембрия (Международ. геол. конгресс, 23-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). Л., «Наука».
- Келлер Б. М., Семихатов М. А. 1968. Опорные разрезы рифея материков. В кн.: Итоги науки. Стратиграфия, палеонтология. 1967. М., издево ВИНИТИ. Келлер Б. М., Семихатов М. А., Чумаков Н. М. 1967. Верхний протерозой Сибирской
- платформы и ее обрамления. В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск. книжн. изд-во.
- 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. 1958. 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. М., Изд-во АН СССР.
 - Кириченко Г. И. 1955. Верхний протерозой западной окраины Сибирской платформы. — В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы. М., Госгеолтехиздат.
 - Кириченко Г. И. 1958. Стратиграфия докембрия западной и южной окраин Сибирской платформы (Енисейский кряж, Туруханское поднятие, северные предгорья Восточного Саяна). — В кн.: Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М.- Л., Изд-во АН СССР.
 - Кириченко Г. И., Кочкин Г. Г., Трифонов Н. П. 1967. Строматолиты Conophyton Masl. удоканской серии Кодаро-Удоканской зоны (Северо-Восточное Забайкалье).---Труды ВСЕГЕЙ, новая серия, 112.
 - Кирсанов В. В. 1970а. Вендские отложения цептральных районов Русской платфор-мы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
 - Кирсанов В. В. 1970б. Новые данные по стратиграфии рифейских отложений востока
 - Русскої платформы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 45, вып. 3. Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. 1970. Байкалиды юго-восточной Сп-бири.— Труды ГИН АН СССР, вып. 219. Клитин К. А., Постельников Е. С. 1966. Орогенные образования байкалид Восточной
 - Сибири. -- Геотектоника, № 6.
 - Кляровский В. М., Чайка В. М. 1964. Новые цанные о корреляции и возрасте додевонских свит Игарско-Туруханского района.— Геол. и геофиз., № 8.
 - Колотухина З. В. 1964. Геологическое строение Африканской платформы. В кн.: Геология месторождений редких элементов Африки. М., «Наука».
 - Комар Вл. А. 1966. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севсра Сибирской платформы и их стратиграфическое значение.— Труды ГИН АН СССР, вып. 154.
 - Комар Вл. А., Крылов И. Н., Нужнов С. В., Раабен М. Е., Семихатов М. А. 1964. О трехчленном делении рифея по строматолитам. - В кн.: Геология докембрия (Международ. геол. конгресс, 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10). М., «Наука».
 - Комар Вл. А., Раабен М. Е., Семихатов М. А. 1965. Конофитоны рифея СССР и их стратиграфическое значение. — Труды ГИН АН СССР, вып. 131.
 - Комар Вл. А., Семихатов М. А. 1965а. Диагностическое и стратиграфическое значение микроструктур верхнедокембрийских столбчатых строматолитов. В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
 - Комар Вл. А., Семихатов М. А. 19656. К геологической истории Сибирской платформы в позднем докембрии.— Докл. АН СССР, 161, № 2.
 - Комар Вл. А., Семихатов М. А. 1968. Строматолиты в детализации стратиграфии верхнего протерозоя. В кн.: Геология докембрия (Международ, геол. конгресс, 23-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10). Л., «Наука». Комар Вл. А., Семихатов М. А., Серебряков С. Н. 1973. Характер распределения фор-
 - мальных видов строматолитов в рифее Учуро-Майского района. Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
 - Комар Вл. А., Семихатов М. А., Серебряков С. Н., Воронов Б. Г. 1970. Новые данные по стратиграфии и истории развития рифея юго-восточной Сибири и Северо-Вос-
 - тока СССР. Сов. геология, № 3. Комар Вл. А., Серебряков С. Н. 1969. К стратиграфии докембрия Туруханского подня-тия. Докл. АН СССР, 189, № 6. Комлев Л. В., Кучина Г. Н., Крюкова Н. Ф., Филиппов М. С., Вишневская Ю. Е. 1961.
 - Древнейшие породы Днепровской складчатой зоны и проблема катархея на Укранне. — В кн.: Труды Х сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР.
 - Корнев Т. Я. 1968. Стратиграфическое положение, формационная принадлежность п состав вулканогенных толщ рифея Енисейского кряжа. – Труды СНИИГГИМС, 60.
 - Королюк И. К. 1958. Значение строматолитов для стратиграфии кембрия и докембрия на примере Сибирской платформы. В кн.: Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М. – Л., Изд-во АН СССР. Королюк И. К. 1960. Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфи-
 - театра.— Труды ИГиРГИ АН СССР, 1.
 - Королюк И. К. 1962. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья.— М., Изд-во АН СССР.
 - Королюк И. К. 1966. Микрофитолиты рифея и нижнего кембрия Прибайкалья и Ангаро-Ленского прогиба.— В кн.: Вопросы микропалеонтологии, вып. 10. М., «Наука».
 - Королюк И. К., Сидоров А. Д. 1965. Строматолиты и микропроблематика Прибайкалья. В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего
 - кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск. Королюк И. К., Сидоров А. Д. 1969. Строматолиты мотской свиты Южного Прибайкалья и Юго-Восточного Присаянья.— Докл. АН СССР, 184, № 3. Королюв И. К., Сидоров А. Д. 1971. Строматолиты Южного Прибайкалья.— Изв. АН
 - СССР, серия геол., № 11.

- Кратц К. О. 1955. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. — Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 5.
- Кратц К. О. 1958. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии.— Изв. Ка-рельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 2.
- Крати К. О. 1963. Геология карелид Карелии. Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 16.
- Кратц К. О., Герлинг Э. К., Лобач-Жученко С. Б. 1968. Геохронология докембрия Балтийского щита. - В кн.: Геология докембрия (Международ. геол. конгресс, 23-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). Л., «Наука».
- Кратц К. О., Дедеев В. А., Митрофанов Ф. П., Шуркин К. А., Глебовицкий В. А., Запольнов А. К. 1971. Основные этапы формирования складчатой структуры фундамента древних платформ и их отличительные особенности. В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. Тезисы докладов. М.
- Крати К. О., Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П. 1970. Гранитообразование в раннем докембрии Балтийского щита (геохимический аспект).- Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Крати К. О., Магнуссон Н., Симонен А., Хольтедаль О. 1964. Балтийский щит. В кн.: Тектоника Европы. М., «Наука». Кратц К. О., Чернов В. М. 1971. Геологические формации и некоторые особехности
- палеотектоники раннего протерозоя Балтийского щита. В кн.: Проблемы литологии докембрия. М., «Наука».
- Кратц К. О., Шуркин К. А., Лобач-Жученко С. Б., Маслеников В. А. 1971. Региональная схема стратиграфии докембрийских образований. В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Наука».
- Крылов А. Я., Вишневский А. Н., Силин Д. И., Атраменок Л. Я., Авдзейко Г. В. 1963. Абсолютный возраст пород Алданского щита.— Геохимия, № 12.
- Крылов И. Н. 1959. О строматолитах Уральского рифея.— Докл. АН СССР, 126, № 6.
- Крылов И. Н. 1960. О развитии столбчатых ветвящихся строматолитов в рифее Южного Урала. -- Докл. АН СССР, 132, № 4.
- Крылов И. Н. 1963. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия.— Труды ГИН АН СССР, вып. 69.
- Крылов И. Н. 1965. О закономерностях изменчивости морфологических признаков строматолитов в биогермах. В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Крылов И. Н. 1966. О столбчатых строматолитах Карелии.— В кн.: Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск, Ка-
- рельск. книжн. изд-во. Крылов И. Н. 1967. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Ка-ра-Тау. Труды ГИН АН СССР, вып. 171. Крылов И. Н., Нужнов С. В., Шаповалов И. Г. 1968. О строматолитовых комплексах
- средного рифея.— Докл. АН СССР, 181, № 2.
- Крылов И. Н., Шаповалова И. Г. 1970а. О распространении строматолитов катавского комплекса в рифейских отложениях Урала и Сибири. В кн.: Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы. Якутск. книж. изд-во.
- Крылов И. Н., Шаповалова И. Г. 1970б. Строматолиты группы Jacutophyton Schapovalova в среднерифейских отложениях Урала и Сибири.— В кн.: Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы. Якутск. книжн. Изд-во.
- Кузнечов Ю. А., Яншин А. Л. 1967. Гранитовдный магматизм и тектоника.— Геол. и геофиз., № 10.
- Кутейников Е. С., Масайтис В. Л. 1968. Трапповый вулканизм и тектоника Сибирской платформы в позднем протерозое. В кн.: Вулканизм и тектоника (Международ. геол. конгресс, 23-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2). М., «Наука».
- Лаврович Н. Н. 1970. К вопросу об истории формирования удоканской серии докембрия Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Лебедев Ю. Н. 1969. Новые данные о возрасте стрельногорской свиты докембрия Туруханского района.— Геол. и геофиз., № 11.
- Лейтес А. М. 1965. Нажный протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны.— Труды ГИН АН СССР, вып. 122. Лю Хун-юнь, Ша Цин-ань. 1965. Границы, классификация и палсогеография синпя в
- Южном Китае.— Дичжи Кэсюэ, № 4 (на китайск. яз.).
- Мазарович А. Н. 1947. Об основных единицах геохронологии. Докл. АН СССР, 58, **№** 3.
- Мануйлова М. М., Васьковский Д. П., Гурулев С. А. 1964. Геология докембрия Северного Прибайкалья. Л., «Наука».
- Ма Син-юань. 1962. О докембрийских отложениях на западе провинции Хрнань.-В кн.: Древнейшие породы Китая. М., ИЛ.
- Ма Син-юань, Цзян Инг-чан, Юй Бао-хон, Чжоу Да-жун. 1962. Основные особепности

геологического строения гор Утайшань.— В кн.: Древнейшие породы Китая. М., ИЛ.

- Маслеников В. А. 1968. Абсолютная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита.- В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука».
- Маслов В. П. 1953. Принципы номенклатуры и систематика строматолитов. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Маслов В. П. 1960. Строматолиты. Труды ГИН АН СССР, вып. 41.
- Мац В. Д., Бухаров А. А. 1967. К стратиграфии верхнего докембрия западной окраины Байкальской горной области. В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск. книжн. изд-во.
- Мац В. Д., Бухаров А. А., Егорова О. П. 1968. Стратиграфия и некоторые литологические особенности терригенно-вулканогенных толщ Северо-Байкальского вулканического пояса. — В кн.: Материалы по геологии и геофизике Сибирской платформы, вып. 1. Иркутск, Вост.-Сиб. книжн. изд-во.
- Мац В. Д., Наумова Е. И., Бабкин А. К., Зилов А. Ф., Могулева Т. Т. 1969. Докембрийские коры выветривания обрамления юга Сибирской платформы.— Труды СНИИГГИМС, вып. 98.
- Медведев В. Я. 1969. О возрасте нижних горизонтов чехла западной части Африкан-ской платформы.— Изв. высш. учебн. завед., серия геол. и разведка, № 6. Меннер В. В. 1960. К вопросу о поменклатуре верхней группы докембрия.— В кн.:
- Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР.
- Меннер В. В., Штрейс Н. А. 1971. О тектонических аспектах геохронологической шкалы. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».
- Мильштейн В. Е. 1965. Онколиты и катаграфии западного склона Анабарского массива — Уч. зап. НИИГА, Палеонтол. и биостратигр., вып. 7.
- Мильштейн В. Е. 1970. Микрофитолиты из опорного разреза верхнедокембрийских отложений по р. Котуйкан на западном склоне Анабарского поднятия. В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского подиятия. Л., изд. НИИГА.
- Михайлов Д. А., Герлинг Э. К., Левченко О. А., Овчинникова Г. В., Яковлева Я. З., Искандерова А. Д. 1969. Геохронология кристаллических комплексов Алдана по данным К-Аг и изохронного U-Th-Rb методов. В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. Тезисы докладов. М.
- Младших С. В., Аблизин Б. Д. 1967. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2. Мокшанцев К. Б., Нужнов С. В., Тимофеев В. И. 1968. Нижняя граница рифейской
- группы и стратиграфическое положение конкулинской свиты на востоке Алданского щита. В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Нкутии. Якутск. книжн. изд-во.
- Моссаковский А. А. 1968. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука».
- Мотовилов П. И. 1969. О сходстве некоторых древних и современных растительных остатков. — Изв. АН СССР, серия геол., № 9. Муратов М. В. 1965. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной
- коры.— Геотектоника, № 1.
- Муратов М. В. 1970. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития.— Геотектоника, № 2.
- Мурбат С. 1967. Соотношения изотопов в метаморфических породах.- В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир».
- Мусатов Д. И. 1967. Некоторые проблемы докембрия Саяно-Енисейской складчатой области. – В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск. книжн. изд-во.
- Мусатов Д. И., Волобуев М. И. 1964. Сопоставление стратиграфических схем докембрия и кембрия Енисейского кряжа и некоторых других районов обрамления Сибирской платформы.— В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., «Наука».
- Нарожных Л. И. 1965. Онколиты и катаграфии рифейских и юдомских отложений Учуро-Майского района. — В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Нарожных Л. И., Постникова И. Е. 1971. Сравнительная характеристика комплексов микрофитолитов полесской и сердобской серий.— Докл. АН СССР, 198, № 6.
- Наумова С. Н. 1968. Зональные комплексы растительных микрофоссилий докембрия и нижнего кембрия Евразии и их стратиграфическое значение.— В кн.: Страти-графия нижнего палеозоя Центральной Европы (Международ. геол. конгресс, 23-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9). М., «Наука».
- Негруца В. З. 1966. Опыт фациального изучения кварцевых конгломератов Карелии.--
- В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. М., «Недра». Негруца В. З. 1971. Характеристика стратотипического разреза сариолийской серии и обоснование положения этой серии в сводном разрезе. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 175.

- Негруца В. З., Негруца Т. Ф. 1968. Проблема геологии ятулия. Труды ВСЕГЕИ, но-
- вая серия, 143. Николаева И. В., Кляровский В. М., Григорьева Т. Н., Бородаевская З. В. 1969. Влияние эпигенетических процессов на структурно-химические свойства п абсолютный возраст глауконита. — Докл. АН СССР, 185, № 2.
- Новикова А. С. 1965. О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое.-Геотектоника. № 1.
- Новикова А. С. 1970. О некоторых особенностях тектоники докембрия Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Геохронология докембрия. М., «Наука».
- Нужнов С. В. 1960. Строматолиты позднего докембрия и кембрия Учуро-Майского района.— Докл. АН СССР, 132, № 6.
- Нижнов С. В. 1967. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М., «Наука».
- Нужнов С. В. 1968. Региональная стратиграфическая шкала протерозоя Алданского
- щита. Материалы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, вып. 18. Нужнов С. В., Шаповалова И. Г. 1968. Расчленение якутского комплекса (среднего рифея) по строматолитам в Учуро-Майском районе. В кн.: Тектоника, страти-графия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск. книжн. изд-во.
- Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. 1959. Поздний докембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы.— Сов. геология, № 7.
- Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. 1968. Новые данные по стратиграфии докембрия на примере Алданского щита.— Сов. геология, № 5.
- Обручев С. В. 1958а. Возможность применения аргонового метода определения абсолютного возраста докембрийских пород. В кн.: Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Обручев С. В. 19586. Принципы корреляции докембрия Сибирской платформы и обрамляющих ее складчатых зон. В кн.: Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М.— Л., Изд-во AH CCCP.
- Обручев С. В. 1963а. Важнейшие итоги изучения Сибирского докембрия.- В кн.: Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Полутом. Азиатская часть. М., Госгеолтехиздат
- Обручев С. В. 19636. Корреляция протерозоя складчатого обрамления Сибирской платформы.— Труды Геол. музея АН СССР, вып. 14-а.
- Обручев С. В. 1964. Основные подразделения протерозоя в СССР. В кн.: Геология докембрия (Международ. геол. конгресс, 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10). М., «Недра».
- Обручев С. В. 1965. Некоторые замечания об определении абсолютного возраста геологических объектов. В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.— Л., «Наука».
- Обручев С. В., Неелов А. Н., Никитина Л. П., Мануйлова М. М. 1967. Стратиграфия и корреляция нижнего докембрия Восточной Сибири. В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск. книжн. изд-во.
- Объяснительная записка к Тектонической карте Австралии. 1965. В кн.: Вопросы геологии Австралии. М., «Мир».
- Овчинников Л. Н., Дунаев В. А., Краснобаев А. А. 1964. Материалы к абсолютной геохронологии Урала. В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций (Международ. геол. конгресс, 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., «Наука».
- Олли А. И. 1959. О нижней границе палеозоя. В кн.: Вопросы геоморфологии и геохимии Башкирии, сб. 2. Изд-во Саратовск. гос. ун-та.
- Павловский Е. В. 1956. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Павловский Е. В. 1958. Геологическая история нагорий Шотландии и роль глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 7.
- Павловский Е. В. 1962. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. -- Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5.
- Павловский Е. В. 1964. Провсхождение и развитие древних платформ.— В кн. Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука».
- Павловский Е. В. 1967. Тектонические аспекты проблемы анортозитов. Геотектоника, № 5.
- Палей И. П. 1963. Основные черты тектоники Балтийского щита.— Труды ГИН АН СССР, вып. 92
- Палей И. П. 1965. Этапы развития докембрия Евразии и проблема его синхронизации.— Геотектоника, № 4.
- Палей И. П. 1970. О правомерности выделения готской складчатости.— В кн.: Геохронология докембрия. М., «Наука».
- Панов Д. И. 1969. Верхнепротерозойские образования Северной Африки и их роль в структуре Африканской платформы.— Изв. высш. учебн. завед., серия геол. и разведка, № 5.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. А., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфиль-
ев А. С., Руженцев В. С. 1971. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 193, № 3. Покровская Н. В. 1967. Трилобиты алданского яруса и нижняя граница палеозоя.—

- В кн.: Всесоюзное совещание по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия. Тезисы докладов. Уфа.
- Полевая Н. И. 1958. Определения абсолютного возраста эффузивных пород. В кн.: Труды V сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР.
- Полевая Н. И. 1963. Глауконит как индикатор геологичсского времени и шкала абсолютной геохронологии. Автореф. докт. дисс. Л.
- Полевая Н. И., Казаков Г. А., Мурина Г. А. 1960. Глауконит как индикатор геологического времени. – Геохимия, № 1. Полевал Н. И., Рабинович А. В., Голубчина М. Н., Искандерова А. Д. 1968. Геохими-
- ческие особенности изотопного состава обыкновенного свинца как индикатор возраста и генезиса минералов и пород. В кн.: Проблемы геохимии и космологии (Международ. геол. конгресс, 23-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблемы 6 и 13а). M., «Hayka».
- Полканов А. А. 1953. Структурно-геологический метод стратиграфического расчленения древнейших формаций и нижняя граница палеозойской эры. — Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 2.
- Полканов А. А. 1956. Геология хогландия иотния Балтийского щита. Стратиграфия, тектоника, кинематика, магматизм. — Труды Лаб. геол. докембрия. АН СССР, вып. 6.
- Полканов А. А., Герлине Э. К. 1958. Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита.— Геохимия, № 8.
- Полканов А. А., Герлине Э. К. 1960. Геохронология докембрия Балтийского щита.-В кн.: Абсолютный возраст дочетвертичных геологических форманий (Международ. геол. конгресс, 21-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., Изд-во AH CCCP.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. 1961. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления.— Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 12
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. 1964. Предварительная возрастная шкала докембрия гердинид Балтийского щита. В кн.: Геология и геохронология докембрия. Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 19.
- Полканов А. А., Кратц К. О., Шуркин К. А. 1964. Дочетвертичная геология Карелии и Кольского полуострова. — Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 19.
- Постельников Е. С. 1971. О строении, возрасте и стратиграфических корреляциях чингасанской серин (поздний докембрий Енисейского кряжа). Бюлл. МОИП, отд. геол., 46, вып. 5.
- Постникова И. Е., Кирсанов В. В. 1970. Разрез верхнего докембрия Московского грабена. — Бюлл. МОЙП, отд. геол. 45, вып. 3. Предовский А. А., Петров В. П., Беляев О. А. 1967. Геохимия рудных элементов ме-
- таморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). Л., «Наука».
- Пыхова Н. Г. 1970. Комплексы микрофоссилий из нижнекембрийских и докембрийских отложений Восточной Сибири. Труды Всес. нефтегаз. научно-исслед. ин-та. М., вып. 56.
- Раабен М. Е. 1960. О стратиграфическом положении слоев с Gymnosolen. В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР.
- 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 распространение. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 39, вып. 2.
- 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.
- Раабен М. Е., Забродин В. Е. 1969. К биостратиграфической характеристике верхнего рифея Арктики.— Докл. АН СССР, 184. № 3.
- Работнов В. Т., Нарожных Л. И., Комар Вл. А. 1971. К стратиграфии верхнего докембрия Присаянья.— Докл. АН СССР, 200, № 6.
- Радионова Э. П. 1972. Микрофитолиты и сходные с ними образования в рифее и фанерозое. В кн.: Итоги науки и техники. Стратиграфия, палеонтология, т. З. М., изд-во ВИНИТИ.
- Ревенко Э. А. 1970. Карбонатные толщи докембрия Волго-Уральской области. Авто-
- реф. канд. дисс. Уфа. Рейтаингер Е. А. 1959. Атлас микроскопических органических остатков п проблема-тики древних толщ Сибири. Труды ГИН АН СССР, вып. 25.
- Рейтлингер Е. А. 1960. Микроскопические органические остатки и проблематика древних толщ юга Сибирской платформы. В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М. Изд-во АН СССР.

- 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.
- Романова Г. Ю. 1960. Опыт литолого-петрографического сопоставления рифейских отложений Урала, Енисейского кряжа и Малого Хингана.- В кн.: Вопросы седпментологии. М., Изд-во АН СССР.
- Ронов А. Б. 1964. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— Геохимия, № 8.
- Рубинштейн М. М. 1967. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси, «Мецниереба».
- Савельев А. А. 1961. О возрасте складчатости, магматизма и метаморфизма в протерозое центральной части Восточного Саяна. В кн.: Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 12.
- Савицкий В. Е., Демокидов К. К., Соболевская Р. Ф., Кабаньков В. И., Лазаренко Н. П. 1959. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы.- Труды НИИГА, 101.
- Салоп Л. И. 1960. Основные черты геологического развития территории СССР в докембрин. — В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. М. – Л., Изд-во АН CCCP.
- Салоп Л. И. 1963. Геологическая интерпретация данных аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород.- Геол. и геофиз., № 1.
- Салоп Л. И. 1964а. Геология Байкальской горной области, т. І. М., «Недра».
- Салоп Д. И. 19646. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли. В кн.: Геология докембрия (Международ. геол. конгресс, 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10). М., «Недра».
- Салоп Л. И. 1968а. Докембрий СССР. В кн.: Геология докембрия. (Международ. геол. конгресс, 23-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). М., «Наука».
- Салоп Л. И. 19686. Проблема создания единой стратиграфической шкалы докембрия (расширенные тезисы докладов).— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 143. Салоп Л. И. 1969. Пути создания единой стратиграфической шкалы докембрия.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 5. М., «Недра».
- Салоп Л. И. 1970. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. Статьи 1 и 2. Бюлл. МОИП, отд. геол., 45, вып. 4, 5.
- Салоп Я. И. 1971. Основные черты стратиграфии и тектоники Балтийского щита.--Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 175.
- Салоп Л. И., Мурина Г. А. 1970. Возраст Бердяушского плутона рапакиви и проблема геохронологических границ нижнего рифея.— Сов. геология, № 6.
- Семененко Н. П. 1959. Геохронология докембрия в абсолютном летоисчислении.-Изв. АН СССР, серия геол., № 5. Семененко Н. П. 1962. Докембрийская геохронологическая шкала СССР.— Труды
- Х сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. — М., Изд-во АН СССР.
- Семененко Н. П. 1964. Корреляция истории докембрия по данным абсолютной геохронологии.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций (Международ. геол. конгресс, 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., «Наука».
- Семененко Н. П. 1967. Детализация геохронологической шкалы докембрия.— В кн.: Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. М., «Наука»
- Семененко Н. П., Тугаринов А. И., Комлев Л. В., Ткачук Л. Г., Шербак Н. П., Барт-ницкий Е. Н., Елисеева Г. Д., Котловская Ф. И., Демиденко С. Г., Зайдис Б. Б. 1970. Геохронология докембрия Украины. — В кн.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., «Наука».
- Семенова Т. П., Монич В. К. 1964. Сравнительные данные абсолютного возраста, полученные аргоновым методом по породе в целом и по цветным минералам. В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций (Международ. геол. конгресс, 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., «Наука».
- Семихатов М. А. 1957. К стратиграфии алданского яруса нижнего кембрия Канско-Ангарской впадины. — Докл. АН СССР, 115, № 6.
- 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. 1964. К проблеме протерозоя.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Семихатов М. А. 1966. К проблеме общей стратиграфической схемы докембрия. Изв. АН СССР, серия геол., № 4. Семихатов М. А. 1971. Общие вопросы стратиграфии докембрия.— В кн.: Стратигра-
- фическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана. Тезисы докладов. Алма-Ата.
- Семихатов М. А. 1972. К общей стратиграфической шкале докембрия. В кн.: Геология докембрия (Международ. геол. конгресс, 24-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 1). М., «Наука».

- Семихатов М. А., Комар Вл. А. 1965. О применимости формальных видов столбчатых строматолитов для межрегизнальной корреляции рифейских отложений. — Докл. АН СССР, 165, № 6. Семихатов М. А., Комар Вл. А., Нужнов С. В. 1963. Расчленение и сопоставление ос-
- новных разрезов рифея Сибири.- В кн.: Региональная стратиграфия СССР. М., Госгеолтехиздат.
- Семихатов М. А., Комар Вл. А., Серебряков С. Н. 1967а. Типы разрезов юдомской свиты Юго-Восточной Сибири. Докл. АН СССР, 174, № 3.
- Семихатов М. А., Комар Вл. А., Серебряков С. Н. 19676. Новые данные о строматоли-
- тах юдомской свиты и ее аналогов. Докл. АН СССР, 175, № 5. Семихатов М. А., Комар Вл. А., Серебряков С. Н. 1970. Юдомский комплекс страто-типической местности. Труды ГИН АН СССР, вып. 210. Семихатов М. А., Полевая Н. И., Казаков Т. А., Волобуев М. И. 1973. Поздний докемб-
- рий Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.— В кн.: Геохронология
- СССР, т. І. Л., «Недра». Серебряков С. Н. 1971а. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. Автореф. канд. дисс., М.
- Серебряков С. Н. 19716. Строматолиты в ритмичных толщах рифея.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Серебряков С. Н., Комар Вл. А., Семихатов М. А. 1972. Зависимость морфологии рифейских строматолитов от условий их образования.— Изв. АН СССР, серия геол., Nº 7.
- Сидоренко А. В. 1967. Некоторые вопросы изучения докембрия. В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., «Недра».
- Сидоренко А. В. 1969. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и посткембрия. — Докл. АН СССР, 186, № 1. Сидоренко А. В., Чайка В. М. 1970. Значение кор выветривания для познания страти-
- графии докембрия.- В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., «Наука».
- Синицын А. В. 1969. Сариолийские конгломераты озера Волома и проблема сариолия в докембрии Карелии.— Докл. АН СССР, 189, № 2. Соботович Э. В., Рудник В. А. 1971. Истинный и кажущийся радиологический воз-
- раст пород Алданского комплекса.— Докл. АН СССР, 198, № 2.
- Соколов Б. С. 1952. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платфор-мы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5. Соколов Б. С. 1958. Проблема нижней границы палеозоя и древнейшие отложения досинийских платформ Евразии.— Труды ВНИГРИ, 126, геол. сб., № 3.
- Соколов Б. С. 1961. Основные вопросы додевонской стратиграфии Сибири. -- Геол. и геофиз., № 10.
- Соколов Б. С. 1964. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы.- В кн.: Геология докембрия (Международ. геол. конгресс, 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10). М., «Недра».
- Соколов Б. С. 1965. Палеонтология докембрия и органический мир к началу фанерозоя. В кн.: Всесоюзный симпознум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Соколов Б. С. 1967а. Древнейшие погонофоры.— Докл. АН СССР, 177, № 1. Соколов Б. С. 19676. Поздний докембрий и палеозой Сибири. Некоторые общие вопросы стратиграфии.- Геол. и геофиз., № 10.
- Соколов Б. С. 1968. Стратиграфические границы нижнепалеозойских систем. В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы. (Международ. геол. конгресс, 23-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9). М., «Наука».
- Соколов Б. С. 1972. Рабочее совещание по стратиграфии вендских отложений Сибирской платформы. Геол. и геофиз., № 3.
- Соколов В. А. 1964. К геологии и палеогеографии ятулия. В кн.: Геология докембрия (Международ. геол. конгресс, 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10). М., «Недра».
- Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Сацук Ю. И., Светов А. П., Хейсканен К. И. 1970. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. — Труды Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, вып. 6.
- Спижарский Т. Н. 1958. Позднедокомбрийские отложения Сибирской платформы.— В кн.: Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М.— Л., Изд-во АН СССР.
- Стария И. Е. 1952. Современное состояние радиоактивных методов определения возраста древних и молодых образований. В кн.: Труды I сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР. Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура. 1965. М., «Недра». Стратиграфия СССР. 1939. Т. І. М.— Л., Изд-во АН СССР. Стратиграфия СССР. 1963. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелов А. Н., Седова И. С. 1965. Геология докембрия южного обрамления Алданского щита. М.-Л., «Наука».
- Сужи Ж. 1967. Западная Африка.— В кн.: Тектонические карты континентов. М., «Наука».

- Сюй Дзя-вэй. 1962. О нижней границе кембрийской системы в южной части Северного Китая. — В кн.: Древнейшие породы Китая. М., ИЛ. Тарасов Л. С., Гаврилов Е. Я., Лебедев В. И. 1963. Об абсолютном возрасте пород Ана-
- барского докембрия.— Геохимия, № 12.
- Тектоника Евразии. 1966. Под ред. А. Л. Яншина. М., «Наука».
- Тектоническая карта СССР. 1957. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат.
- Тектонические карты континентов. 1967. Под ред. А. А. Богданова. М., «Наука». Тимофеев Б. В. 1966. Микропалеофитологическое исследование древних свит. М.— Л., «Наука».
- Тимофеев Б. В. 1969. Сфероморфиды протерозоя. Л., «Наука».
- Тугаринов А. И. 1956. Эпохи минералообразования в докембрии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9. Тугаринов А. И. 1967. Геохронология Западной Африки и Северо-Восточной Брази-
- лии.— Геохимия, № 11.
- Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Горлов Н. В. 1970. О возрастном соотношении карельской и беломорской формаций.— Геохимия, № 3.
- Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Краснобаев А. А., Макаров В. А. 1970. Геохронология уральского докембрия.— Геохимия, № 4.
- Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Мельникова Г. Л., Зыков С. И., Чупахин М. С. 1967. О нижнепротерозойском возрасте пород Алданского комплекса.— Геохимия, № 3.
- 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. М., «Недра». Тугаринов А. И., Зыков С. И., Бибикова Е. В. 1963. Об определении абсолютного воз-
- раста осадочных пород свинцово-урановым методом.— Геохимия, № 3.
- Тугаринов А. И., Ступникова Н. И., Зыков С. И. 1965. К геохронологии юга Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Федоровский В. С. 1968. Объем и границы меденосной удоканской серии Восточной Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11. Федоровский В. С., Лейтес А. М. 1968. О геосинклинальных трогах в раннем проте-
- розое Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, № 4.
- Хаин В. Е. 1970. О соотношении древних платформ, плит молодых платформ и так называемых областей завершенной складчатости. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 45, вып. 2.
- Хаин В. Е., Рошкован Г. Р. 1969. Развитие Африканской платформы в раннем докембрии.— Изв. высш. учебн. завед., серия геол. и разведка, № 5.
- Хан Дон Сик, Ож Хе Ен. 1970. Процессы развития мульды серии Санвон в Пхеннамском прогибе и марганцевые накопления в ней. Чичил гуа чири, № 1 (на ко рейском языке).
- Харитонов Л. Я. 1966. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. — Материалы по геол. и полезн. ископ. сев.-зац. РСФСР, вып. 8. М., «Недра».
- Хейлс А. Л. 1963. Верхний предел возраста системы Витварс-Ранд. В кн.: Вопросы геохронологии. М., ИЛ.
- Херасков Н. П. 1963. Некоторые общие закономерности в истории и развитии структуры земной коры. Труды ГИН АН СССР, вып. 91.
- Холмс А. 1967. Введение. В кн.: Докембрий Скандинавии. М., «Мир». Хоментовский В. В., Репина Л. Н. 1965. Стратотипический разрез нижнего кембрия Сибири. М., «Наука».
- Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С. 1969а. Байкальский комплекс Прибайкалья и его аналоги в Патомской зоне. — Труды Ин-та геол., геофиз. СО АН СССР, вып. 51. Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С. 1969б. О юдомском комплексе
- Сибири.— Геол. и геофиз., № 3.
- Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С. 1972. Об определении объема верхнего рифея и его расчленении по строматолитам и микрофитолитам.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С., Бутаков Е. П. 1969. Аналоги юдомского комплекса в Присаянье и во внешнем поясе Байкало-Патомской складчатой области.— Труды Ин-та геол., геофиз. СО АН СССР, вып. 51. Хоутон С. Т. 1966. Африка южнее Сахары. М., «Мир».
- Цзянь Чунь-чао. 1962. Стратиграфия синийских отложений южной части Северо-Восточного Китая. — В кн.: Древнейшие породы Китая. М., ИЛ.
- Пяо Сю-фу. 1962. Возраст сланцев Сямалин. В кн.: Древнейшие породы Китая. М., ИЛ.
- Чернов В. М., Инина К. А., Горьковец В. Я., Раевская М. Б. 1970. Вулканогенные железисто-креминстые формации Карелии.— Труды Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, вып. 5.
- Чжао Цзун-пу. 1962. О стратиграфии системы Хуто и Синия в Китае.— В кн.: Древнейшие породы Китая. М., ИЛ.
- Чумаков Н. М. 1964. О значении тиллитоподобных пород для стратиграфии докемб-

рия.- В кн.: Геология докембрия (Международ. геол. конгресс, 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10). М., «Недра».

Чумаков Н. М. 1971. Вендское оледенение Европы и Северной Атлантики (верхний докембрий).— Докл. АН СССР, 198, № 2. Чэнь Даинь-бяо. 1962. Синийские отложения и синийская палеогеография северо-

западной части провинции Хэбэй.- В кн.: Древнейшие породы Китая. М., ИЛ.

- Шатский Н. С. 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской области и смежной части западного склона Южного Урала. — Материалы к познанию геол. строения СССР, новая серия, вып. 2(12).
- Шатский Н. С. 1951. О длительности складкообразования и о фазах складчатости.-Изв. АН СССР, серия геол., №1.
- Шатский Н. С. 1952а. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платфор-
- мы и об ее структуре в древнем палеозос.— Изв. АН СССР, серия гсол., № 1. Шатский Н. С. 19526. О границе между палеозоем и протерозоем и рифейских отложениях Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5. Шатский Н. С. 1957. К вопросу о палеозойских спорах и криворожской серии Украин-
- ского докембрия.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4. Шатский Н. С. 1960. Принципы стратиграфии позднего докембрия и об объеме ри-
- фейской группы.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-BO AH CCCP.
- Шатский Н. С. 1963а Об отношении кембрия к протерозою и о байкальской складчатости. – Избр. труды. Т. І. М., Изд-во АН СССР.
- Шатский Н. С. 19636. Рифейская эра и байкальская складчатость. Избр. труды. Т. I. М., Изд-во АН СССР.
- Шевырев А. А. 1967. Проблема древнейших организмов.— Итоги науки. Стратиграфия, палеонтология. 1966. М., Изд-во ВИНИТИ.
- Шейнманн Ю. М. 1958. Предисловие к книге Л. Казна. Геология Бельгийского Конго. М., ИЛ.
- Шейнманн Ю. М. 1959. К стратиграфическому положению синийского комплекса.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Шенфиль В. Ю. 1965. Влияние среды обитания на форму строматолитовых построек.— В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Шепелева Е. Д. 1969. О стратиграфическом распространении некоторых микрофоссилий (акритарх) в вендских и нижнекембрийских отложениях. — Труды ВНИГНИ, 74.
- Штилле Г. 1964. Геотектоническое расчленение исторни Земли. Избр. труды. М., «Мир»
- Штилле Г. 1968. Ассинтская тектоника в геологическом лике Зсмли. М., «Мир».
- Штрейс Н. А. 1960. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана.- В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН CCCP
- Штрейс Н. А. 1964. О происхождении Гондваны.— В кн.: Гондвана (Международ. геол. конгресс, 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9). М., «Hayta».
- Штрейс Н. А., Макарычев Г. И. 1969. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем. В кн.: Проблемы связи тектоники и магма-
- тизма. М., «Наука». Шубер Ю. А., Фор-Мюре А. 1967. Легенда карты.— В кн.: Тектонические карты континентов. М., «Наука».
- Шуркик К. А. 1968. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука».
- Щербак Н. П., Бартницкий Е. Н., Елисеева Г. Д., Котловская Ф. Н., Зайдис Б. Б. 1970. Геохронология докембрия Украинского щита.— В кн.: Геохронология докембрия. М., «Наука».
- Шербак Н. П., Бартницкий Е. Н., Орса В. И., Елисеева Г. Д. 1967. Абсолютный возраст гранитов Среднего Приднепровья и западной части Украинского щита по данным свинцово-изохронного метода. — В кн.: Вопросы датирования древнейших
- (катархейских) геологических образований и основных пород. М., «Наука». Эскола П. 1967. Докембрий Финляндии.— В кн.: Докембрий Скандинавии. М., «Мир». Якобсон К. Э. 1966. К вопросу о границе между протерозоем и палеозоем на западе Русской платформы. — Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Якшин М. С. 1970. Микрофитолиты верхнего докембрия южного обрамления Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дисс. Новосибирск.
- Яншин А. Л. 1965. Тектоническое строение Евразии.— Геотектопика, № 5.
- Ярмолюк В. А. 1946. Протерозой восточной части Алданской плиты.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. Хабаровск.
- Ященко М. Л., Варшавская Э. С., Мануйлова М. М. 1964. Абсолютный возраст грани-
- тондов Абчадской интрузии по данным Rb-Sr метода.— Геохимия, № 2. Ященко М. Л., Варшавская Э. С., Мануйлова М. М. 1965. Исследование первичного отношения Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ в различно метаморфизованных породах Северного Прибай-

- калья с целью определения абсолютного возраста.— Геохимия. № 5. Ященко М. Л., Горохов И. М., Лобач-Жученко С. Б. 1963. Rb-Sr возраст древних пород Южной Карелин.— Геохимия, № 9. Ященко М. Л., Горохов И. М., Лобач-Жученко С. Б. 1964. Исследование процессов
- «омоложения» в породах фундамента карелид Карелии с помощью Rb-Sr и K-Ar методов. — Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Aalto K. R. 1971. Glacial marine sedimentation and stratigraphy of the Toby conglomerate (Upper Proterozoic), Southeastern British Columbia, Northwestern Idaho and Northeastern Washington .- Canad. J. Earth. Sci., VIII, N 5.
- Alcock F. I. 1934. Report of the National Committee on stratigraphical nomenclature.-Trans, Roy. Soc. Canada, Ser. III, 28, sect. 4.
- Aldrich L. T. 1958. Mineral age measurements in metamorphic zones of Iron and Dickinson counties, Michigan.- Bull. Geol. Soc. America, 69, N 12.
- Aldrich L. T., Davis G. L., James H. L. 1965. Ages of minerals from metamorphic and igneous rocks near Iron mountain, Michigan. J. Petrol., 6, N 3.
 Aldrich L. T., Wetherill G. W., Davis G. L. 1957. Occurrence of 1. 35 billion-year-old granite rocks in Western United States. Bull. Geol. Soc. America, 68, N 3.
- Allsopp H. L. 1961. Rb-Sr age measurements on total rock and separated mineral fractions from Old Granite of the Central Transvaal.-J. Geophys. Res., 66, N 5.
- Allsopp H. L., Ulrych T. I., Nicolaysen L. O. 1968. Dating some significant events in the history of the Swasyland system by the Rb-Sr isochron method.-Canad. J. Earth Sci., 5, N 3, pt 2.
- American Commission on stratigraphic nomenclature. Rept 3. 1955.— Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 39, N 8.
- Anderson C. A. 1951. Older Precambrian structure in Arizona.— Bull. Geol. Soc. America, 62, N 11.
- Anderson C. A., Blacet P. M., Silver L. T., Stern T. W. 1971. Revision of Precambrian stratigraphy in the Prescott-Jerome area, Javapai county, Arizona.- Bull. U.S. Geol. Surv., IV, N 1324-C.
- Anderson J. E., Bickford M. E., Odom A. L., Berry A. W. 1969. Some age relations and structural features of the Precambrian volcanic terraine, St. François Mountains,
- Southeastern Missouri.— Bull. Geol. Soc. America, 80, N 9. Armstrong R. L., Hills F. A. 1967. Rb-Sr and K-Ar geochronologic studies of man-teled gneiss domes, Albion Range, Southern Idaho, USA.— Earth and Planet. Sci. Letters, 3, N 2.
- Arriens P. A., Lambert I. B. 1969. On the age and strontium isotopic geochemistry of granulite-facies rocks from the Fraser Range, Western Australia, and the Musgra-
- ve Range, Central Australia.— Geol. Soc. Australia Spec. Publ., N 2. Baadsgaard H., Gumming G. L., Folinsbee F. R. S. C., Godfrey J. D. 1964. Limitations of radiometric dating.— In: Geochronology in Canada. Roy. Soc. Canada, Spec.
- Publ., N 8. Baer A. J. 1968 (1969). The Precambrian geology of Fond-du-Lac map-area (74-0), Saskatchewan.— Papers Geol. Surv. Canada, 68—61. Baragar W. R. A. 1967. Volcanic studies: Coppermine River basaltic flows, District of
- Mackenzil.- Papers Geol. Surv. Canada, 67-1, pt A.
- Bassot J. P., Bonhomme M., Roques M., Vachette M. 1963. Measures d'ages absolute sur les séries précambriennes et paléozoiques du Senegel Oriental.— Compt. Rend. Soc. geol. France, fasc. 6.
- Bassot J. P., Delpy J. 1960. Sur l'age cambro-ordovicien de la série d'Akjoujt (Mauritanie).- C. r. Acad. sci. Paris, 250, N 19.
- Bayley R. W., Muchlberger W. R. 1968. Map of basement rocks of the United States.
- Scale 1 : 2 500 000. Bell R. T. 1969 (1970). Preliminary notes on the Hurwitz group, Padlei map-area, North-west Territories.— Papers Geol. Surv. Canada, N 52.
- Bell R. T. 1971. The Hurwitz group, a prototype for deposition on metastabile cra-tons.— Papers Geol. Surv. Canada, 70-40.
- Bertrand J. 1968. Les édifices stromatolitiques précambriens de la «série à stromatolites» du Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara).— Bull. Soc. géol. France, ser. 7, 10, N 2.
- Bertrand J. 1969. Etude comparative des édifices stromatolitiques de plusieurs horizons calcairs de précambrien supérieur de l'Ahaggar occidental.- Bull. Soc. hist. natur.
- Afrique Nord, Alger., 60, N 1-2.
 Bertrand-Sarjati J. 1970. Les edifices stromatolitiques de la série calcaire du Hank (précambrien supérieur): description, variations latérales, paléo-écologie (Sahara occidental, Algérie).- Bull. Soc. hist. natur. Afrique Nord, 61, N 1-2.
- Bertrand-Sarfati J. 1972. Stromatolites columnaires du precambrien supérieur du Sahara nord-occidental.- Centre recherches sur les zones arides. Ser. géol., N 14. Paris.
- Bertrand-Sarfati J., Raaben M. E. 1970. Comparaison des ensembles stromatolitiques du précambrian supérieur du Sahara occidental et de l'Oural.- Bull. Soc. géol. France. Ser. 7, XII, N 2.

- Binns R. A., Miller Y. A. 1963. Potassium-argon age determinations of some rocks from the Brocken Hill region of New South Wales.- Nature, 199, N 4890.
- Blacet P. M. 1966. Unconformity between gneissic granodiorite and overlying Yavapai series (older precambrien), Central Arizona.— U.S. Geol. Surv. Profess. Papers, 550-B.
- Blondeau K. M., Lowe D. R. 1972. Upper Precambrian glacial deposits of the Mount Rogers Formation, Central Appalachians, U.S.A. Internat. Geol. Congr. XXIV sess. Precambrian Geology. Montreal.
- Bojinger V. M., Compston W. 1967. A reassissment of the age of the Hamilton group, New York and Pensilvania and the role of inherred radiogenic Sr⁸⁷.-- Geochim. et
- cosmochim. acta, 31, N 12. Bonhomme M. 1962. Contribution à l'étude géochronologique de la plate frome de l'ouest African.— These Clermont-Ferrand. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont. Géol. mineral., 5, fasc. 5.
- Brewer M. S. 1969. Excess radiogenic argon in metamorphic micas from Eastern Alps, Austria.- Earth and Planet. Sci. Letters, 6, N 5.
- Brooks E. R., Garbutt P. L. 1969. Age and genesis or quartz porphyry near White Pine, Michigan. — Econ. Geol., 64, N 3. Brown D. A., Campbell K. S. W., Crook K. A. W., 1968. The geological evolution of
- Australia and New Zealand. Pergamon Press.
- Burek A., Peterman Z. E. 1970. Rb-Sr contribution to the location of Churchill-Superior boundary in Manitoba.— Canad. J. Earth Sci., 7, N 3.
- Burwash R. A. 1969. Comparative Precambrian geochronology of the North American, European and Siberian Shields.— Canad. J. Earth Sci., 6, N 3.
- Caby R. 1965. Les formations précambriennes de l'extrémité orientale de l'axe cristallin Jetti-Eglab (Sahara algérien occidental).— Bull. Soc. géol. France. Ser. 7, N 7.
- Caby R. 1967. Un nouveau fragment du craton de l'Ouest Africain dans le Nord-Ouest de Ahaggar: ses relation avec le série à stromatolites, sa place dans l'orogenic du précambrian supérieur .-- C. r. Acad. sci. Paris, Ser. D, 265.
- Caby R. 1969. Une nouvelle interpretation structurale et chronologique des séries à «faciès suggarien» et à «faciès pharusien» dans l'Ahaggar.-- C. r. Acad. sci. Paris, Ser. D. 268.
- Cahen L. 1970. Etat actuel de la géochronologie du Katangien.- Ann. Mus. roy. Afric. Centr. Sci. géol., N 65.
- Cahen L., Delhal J., Deutsch S. 1967. Rubidium-strontium geochronology of some granitic rocks from the Kibaran belt (Central Katanga).- Koninkl. Mus. Midd.-Africa Terv. Belgie, Ann. Geol. Weten., N 59.
- Cahen L., Delhal I., Deutsch S., Grögler N., Pastels P. 1970. The age of the Roan Antelope and Mufulica granites (Copperbelt of Zambia).- Ann. Mus. roy. Afric. Centr. Sci. géol., N 65.
- Caken L., Lepersonne J. 1967. The Precambrian of the Congo, Rwanda and Burundi.— The Precambrian, 3. Pergamon Press.
 Cahen L., Snelling N. L. 1966. The geochronology of equatorial Africa. Amsterdam, North-Holland. Publ. Co.
- Carter E. K., Brooks J. H., Walker K. R. 1961. The Precambrian mineral belt of North-Western Queensland.— Bull. Bur. Mineral Resources Australia, 51.
 Casshyap S. M. 1968. Huronian stratigraphy and paleocurrent analysis in the Espano-la Willisville area, Sudbury district, Ontario, Canada.— J. Sediment. Petrol., 38, N 3.
- Casshyap S. M. 1969. Petrology of the Bruce and Gowganda formations and its bearing on the evolution of Huronian sedimentation in the Espanola-Willisville area, Ontario (Canada).- Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 6, N 1.
- Catanzaro E. I. 1967. Correlation of some Precambrian rocks and metamorphic events in parts of Wyoming and Montana.— Montana Geol., 4, N 1.
- Catanzaro E. I. 1968. The interpretation of zircon ages.- Radiometric dating for geologists. Intersci. Publ.
- Charlot R., Choubert G., Faure-Muret A. 1969. Le précambrian de l'Anti-Atlas. Aperçu géologique et géochronologique.- Ann. Fac. sci. Univ. Clermont. Géol., minéral., N 41, fasc. 19.
- Chaurdhuri S., Faure G. 1967. Geochronology of the Keweenawan rocks, White Pine, Michigan.- Econ. Geol., 62, N 8.
- Choubert B. 1967 (1968). Réflexions sur la finalité des mesures géochronologiques (périodicité des évenements du Précambrien et dérive des Continents).- Bull. Soc. géol. France, 9, N 6.
- Choubert G. 1963. Historie géologique du précambrien de l'Anti-Atlas.- Notes et Mem. Serv. géol. Maroc., N 162
- Choubert G. 1964. Precisions sur la transgression du Cambrien inferieur dans l'Anti-Atlas occidental.- C. r. Acad. sci. Paris, 285.
- Choubert G. 1967. Divisions du précambrien en particulier dans l'Anti-Atlas. Compt. Rend. Soc. géol. France, N 4.

Choubert G., Faure-Muret A. 1968. Carte tectonique international de l'Afrique. Paris.

- Church W. R., Young G. M. 1970. Discussion of the progress report of the Federal-Provincial Committee on Huronian Stratigraphy.- Canad. J. Earth Sci., 7, N 3.
- Clifford T. N. 1967. The Damara episode in the Upper Proterozoic Lower Paleozoic structural history of Southern Africa.— Geol. Soc. America Spec. Papers, 92. Clifford T. N. 1968. Radiometric dating and pre-Silurian geology of Africa.— Radio-
- metric dating for geologists. Intersci. Publ.
- ctoud P. E. 1942. Notes on stromatolites.- Amer. J. Sci., 240, N 5.
- Cloud P. E. 1968. Pre-Metazoa evolution and origin of the Metazoa.- In: Evolution and environment. Yale Univ. Press.
- Cloud P. E. 1971. The third Penrose Conference. Precambrian of North America.-Geotimes, 16, N 3.
- Cloud P. E., Licari G. R., Wright L. A., Troxel B. W. 1969. Proterozoic eucaryotes from Eastern California -- Proc. Nat. Acad. Sci. USA, 62, N 3.
- Cloud P. E., Semikhatov M. A. 1969. Proterozoic stromatolite zonation.— Amer. J. Sci., 267, N 11. Collins W. H. 1925. The north shore of Lake Huron.— Mem. Canad. Geol. Surv., N 143.
- Compston W., Arriens P. A. 1968. The Precambrian geochronology of Australia.- Canad. J. Earth Sci., 5, N 3, pt. 2.
- Compston W., Crawford A., Bofinger V. A. 1966. Radiometric estimate of the duration of sedimentation in the Adelaide geosyncline, South Australia.- J. Geol. Soc. Australia, **13**, pt 1.
- Compston W., Jeffry P. M. 1961. Metamorphic chronology by the rubidium-strontium method.- Ann. N. Y. Acad. Sci., 91.
- Compston W., Nesbitt R. W. 1967. Isotopic age of Tollu volcanics, Western Australia.-J. Geol. Soc. Australia, 14, N 2.
- Compston W., Pidgeon R. T. 1962. Rubidium-strontium dating of shales by the total-
- rock method.— J. Geophys. Res., 67, N 9. Condie K. C. 1966. Late Precambrian rocks of the Northeastern Great Basin and vici-nity.— J. Geol., 74, N 5.
- Cook P. I. 1968. Henburg, N. T. 1:250 000 geol. ser. expl. notes. B.M.R. Austral. Cooper J. A., Compston W. 1971. Rb-Sr dating within the Houghton inlier, South
- Australia. J. Geol. Soc. Australia, 17, pt. 1. Crittenden M. D., Schefter F. E., Trimble D. E., Woodward L. A. 1971. Nomenclature and correlation of some Upper Precambrien and Cambrian basal sequences in Western Utah and South-Eastern Idaho.- Bull. Geol. Soc. America, 82, N 3.
- Crittenden M. D., Stewart J. H., Wallace C. A. 1972. Regional correlation of Upper Precambrian strata in Western North America.- Internat. Geol. Congr., XXIV sess., Precambrian geology, Montreal.
- Crockett R. N. 1971. The rocks of the Ventersdorp system of the Lobaste and Ramotswa areas, republic of Botswana; their possible origins and regional correlation.- Trans.
- Geol. Soc. S. Africa, 74, N 1. Crook K. A. W. 1966. Principles of Precambrian time-stratigraphy.— J. Geol. Soc.
- Australia, 13, pt 1. Cumming G. L., Wilson I. T., Farquhar R. M., Russel R. D. 1955. Some dates and sub-divisions of the Canadian shield.— Proc. Geol. Assoc. Canada, 7, pt 2.
- Currie K. L. 1969. Geological notes on the Carlswell circular structure, Saskatchewan (74K).- Papers Geol. Surv. Canada, 67-32.
- Daily B., Forbes B. G. 1969. Notes on the Proterozoic and Cambrian, Southern and Central Flinders Ranges, South Australia.- Austral. and N. Zeal. and Assoc. Advanc. Sci. 41-th Congr., Geol. Excurs. Handbook. Damon P. E. 1968. Potassium-argon dating of igneous and metamorphic rocks with
- application to the Basin ranges of Arizona and Sonora.- In: Radiometric dating for geologists. Intersci. Publ.
- Daniels I. L. 1966a. Revised stratigraphy, palaeocurrent system and palaeogeography of the Proterozoic Bangemall group.— Annual Rept Geol. Surv. West. Australia, 1965, S. 1.
- Daniels I. L. 1966b. The Proterozoic geology of the North-West division of Western Australia.— Proc. Austral. Inst. Mining and Metallurgy, N 219.
 Daniels I. L. 1968. Turee Creek. 1:250:000 geol. ser., expl. notes. Bur. Mineral Re-
- sources Australia
- Daniels I. L. 1970. Wyloo, Western Australia, Sheet SF-50-10. 1:250.000 geol. ser., expl. notes. Bur. Mineral Resources Australia.
- Davidson A. 1969 (1970). Precambrian geology, Kaminak Lake map-arca, district of
- Keewatin.— Papers Geol. Surv. Canada, N 51. De Laeter J. R., Trendall A. F. 1970. The age of the Copper Hills porphyry.— Ann. Rep. Geol. Surv. West. Austral., 1969. Perth.
- De la Hunty L. E. 1963. Balfour Downs, Western Australia. 1:250.000 geol. ser., expl. notes. — Geol. Surv. West. Australia. De la Hunty L. E. 1965. Mount Bruce, Western Australia. 1:250.000 geol. ser., expl.
- notes. Bur. Mineral Resources Australia.

- Denison R. E., Hetherington E. A., Otto J. B. 1969. Age of basement rocks in Northeas-tern Oklahoma. -- Oklahoma Geol. Notes, 29, N 5.
- Deply G., Trompette R., Villemur Y. R. 1963. Essai de synthèse stratigraphique du Paléozoique inférieur de la bordure septentimale de la syneclise de Taoudeni (Sahara occidentale) .- Bull. Soc. géol. France, sér. 7, N 7.
- Dimroth E. 1970. Evolution of the Labrador geosyncline.- Bull. Gcol. Soc. America, 81, N 9.
- Donaldson I. A. 1963. Stromatolites in the Denault formation, Marian Lake, coast of Labrador, Newfoundland.- Bull. Geol. Surv. Canada, 102.
- Donaldson I. A. 1965. The Dabawnt group, district of Keewatin and Mackenzie.- Papers Geol. Surv. Canada, 64-20.
- Donaldson I. A. 1966. Study of the Dubawnt group .-- Papers Geol. Surv. Canada. 66-1.
- Donaldson I. A. 1968. Proterozoic sedimentary rocks of Northern Saskatchewan.- Pa-
- pers Geol. Surv. Canada, 68-1, pt A. Dow D. B. 1965. Evidence of a late Pre-Cambrian glaciation in the Kimberley region of Western Australia.- Geol. Mag., 102, N 5.
- Dow D. B., Gemuts I. 1967. Dixon range, W. A. 1:250.000 gecl. ser., expl. notes. Bur. Mineral Resources Australia. Dow D. B., Gemuts I. 1969. Geology of the Kimberly region, Western Australia: the
- East Kimberly .- Bull. Bur. Mineral Resources Australia, 106.
- Du Bois P. M. 1962. Palaeomagnetism and correlation of Keweenawan rocks.- Bull. Geol. Surv. Canada, 71.
- Dunn P. R. 1962. Alligator river, N. T. 1: 250.000 geol. ser., expl. notes. Bur. Mineral Resources Australia.
- Dunn P. R. 1963a. Hodyson Downs., N. T. 1: 250.000 gcol. ser. expl. notes. Bur. Mineral Resources Australia.
- Dunn P. R. 1963b. Roper river / cape Beatrice, N. T. 1: 250.000 geol. ser., expl. notes. Bur. Mineral Resources Australia.
- Dunn P. R., Plumb K. A., Roberts H. G. 1966. A proposal for timestratigraphic subdivision of the Australian Precambrian.— J. Geol. Soc. Australia, 13, N 2.
 Dunn P. R., Thomson B. P., Rankama K. 1971. Late Precambrian glaciation in Austra-
- lia as a stratigraphic boundary.- Nature, 231, N 6.
- Eade K. E. 1970 (1971). Geology of Ennadai lake map-area (65C), district of Keewa-tin. Papers Geol. Surv. Canada, N 45.
- Eardley A. J. 1964. Time scale for the Precambrian.- Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, N 7 (Abstr.).
- Eckelman W. R., Kulp I. L. 1957. Uraniumlead of age determination. North American localities .-- Bull. Geol. Soc. America, 68, N 9.
- Edgell H. S. 1964. Precambrian fossils from the Hamersley Range Western Australia, and their use in stratigraphic correlation.-J. Geol. Soc. Australia, 11, pt. 2.
- Emmons S. F. 1888. Letter to Persifal Franzer, dated 25 May, 1887.- Internat. Geol.
- Congr. Amer. Committee Rept, pt. A. Engel A. E. J. 1963. Geologic evolution of North America.— Science, 140, N 3563. Engel A. E. J., Engel C. G. 1953. Grenville series in the Northwest Adirondack moun-tains.— N. Y. Bull. Geol. Soc. America, 64, N 9. Evernden J. E., Curtis G. H., Kistler R. W., Obradovich J. 1960. Argon diffusion in
- glauconite, microcline, sanidin, leucite and phlogopite.— Amer. J. Sci., 258, N 8. Evernden J. F., Curtis G. H., Obradovich J., Kistler R. 1961. On the evaluation of
- glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the potassium-argon met-hod.—Geochim. et cosmochim. acta, 23, N 1-2. Fairbairn H. W., Bottino M. L., Pinson W. H., Hurley P. M. 1966. Whole-rock Rb-Sr
- method and initial Sr⁶⁷/Sr⁸⁶ of volcanic rocks underlying fossilferous Lower Cam-
- brian in the Atlantic province in Canada.— Canad. J. Earth Sci., 3, N 3. Fairbairn H. W., Faure G., Pinson W. H., Hurley P. M. 1968. Rb-Sr whole-rock age of the Sudbury lopolith and basin sediments.— Canad. J. Earth Sci., 5, N 3, pt 2.
- Fairbairn H. W., Hurley P. M., Card K. D., Knight C. J. 1969. Correlation of radiometric ages of Nipissing diabase and Huronian metasediments with Proterozoic orogenic events in Ontario. - Canad. J. Earth Sci., 6, N 3.
- Fahrig W. F. 1961. The geology of the Athabasca formation.- Bull. Geol. Surv. Canada, 68.
- Fahrig W. F., Wanless R. K. 1963. Age and significance of diabase dyke swarm of Canadian shield.— Nature, 200, N 4910. Farquharson R. B., Richards J. R. 1970. Wholerock U-Th-Pb and Rb-Sr ages
- ി the Sybella microgranite and pegmatite, Mount Isa, Queensland.— J. Gcol. Soc. Australia, 17, N 1.
- Faure G., Fairbairn H. W., Hurley P. M., Pinson W. H. 1964. Whole rock Rb-Sr age of norite and micropegmatite at Sudbury, Ontario.- J. Geol., 72, N6.
- Faure G., Kovach J. 1969. The age of the Gunflint iron formation of the Animikie series in Ontario, Canada.— Bull. Geol. Soc. America, 80, N 9.
- Faure G., Shaudhuri S., Fenton M. D. 1969. Ages of the Duluth gabbro complex and of the Endion sill, Duluth, Minnesota.- J. Geophys. Res., 74, N 2.

- Fenton C. L. 1943. Pre-Cambrian and Early Paleozoic algae.— Amer. Midland Naturalist, 30, N 1.
- Fenton C. L., Fenton M. A. 1937. Belt series of the north stratigraphy, sedimentation, paleontology.— Bull. Geol. Soc. America, 48, N 12.
 Fenton C. L., Fenton M. A., 1939. The Pre-Cambrian and Palaeozoic algae.— Bull.
- Geol. Soc. America, 50, N 1.
- Ford T. D. 1963. The Pre-Cambrian fossils from Charnwood Forest.- Trans. Leicester Lit. Philos. Soc., 57.
- Ford T. D., Breed W. J. 1972. The Chuar group of the Proterozoic, Grand Canyon, Ari-
- zona.— Internat. Geol. Cong., XXIV sess., Precambrian Geology, Montreal.
 Forman D. J. 1966. The geology of the South-Western margin of the Amadeus basin, Central Australia.— Rept Bur. Mineral Resources Australia, 87.
 Forman D. J., Milligan E. W., McCarthy W. R. 1967. Regional geology and structure of the north-eastern margin of the Amadeus basin, Northern Territory.— Rept Bur. Mineral Resources Australia, 103.
- Frarey M. J. 1966. Discussion: Huronian stratigraphy of the McGregor Bay area, Ontario — relevance of the palaeogeography of the Lake Superior region. — Canad. J. Earth Sci., 3, N 7.
- Frarey M. J. 1967. Three new Huronian formational names --- Papers Geol. Surv. Canada, N 6.
- Frarey M. J., Cannon R. T. 1968 (1969). Notes to accompany a map of the geology of the proterozoic rocks of Lake Panache - Collins Inlet map-areas. Ontario.- Pa-
- pers Geol. Surv. Canada, N 63. Fraser I. A. 1964. Geological notes on northeastern district of Mackenzie, Northwest Territories.— Papers Geol. Surv. Canada, 63-40.
- Fraser J. A., Donaldson J. A., Fahrig W. F., Tremblay L. P. 1971. Helikian basins and geosynclines of the Northwestern Canadian shield .- Papers Geol. Surv. Canada, **70-4**0.
- Fraser J. A., Tremblay L. P. 1969. Correlation of Proterozoic strata in the Northwestern Canadian Shield.- Canad. J. Earth Sci., 6, N 1.
- Furon R. 1963. The geology of Africa. Edinburgh.
- Furon R. 1969. Introduction à la géochronologie de l'Afrique. Lexique stratigr. inter-
- nat., IV, fasc. 13. Gandhi S. S., Grasty R. L., Grieve R. A. F. 1969. The geology and geochronology of the Makkovik Bay area, Labrador.— Canad. J. Earth Sci., 6, N 5.
- Garrott P. 1970. Phanerozoic stromatolites: noncompetitive ecologic restriction by grazing and burrowing animals.— Science, 169, N 3941.
- Gastil G. 1960. The distribution on minerals dates in time and space.— Amer. J. Sci., 258, N 1.
- Gastil G., Blais R., Knowle's D. M., Bergeron R. 1960. The Labrador geosyncline.- Internat. Geol. Congr. XXI Sess. pt IX.
- Gebelein C. D. 1969, Distribution, morphology and accretion rate of recent subtidal algae stromatolites, Bermuda.— J. Sediment. Petrol., N 3. Geichronologie in Sud Africa. 1968. Scientiae, 9, N 5.

Gemuts I. 1965. Regional metamorphism in the Lamboo complex, East Kimberley area.- Geol. Surv. Western Australia. Annual Rept for 1964.

- Germs G. J. B. 1972. New shelly fossils from Nama group, South-West Africa.— Amer. J. Sci., 272, N 8. Giletti B. J. 1966. Isotopic ages from Southwestern Montana.— J. Geophys. Res., 71,
- N 16.
- Giletti B. J. 1971. Discordant isotopic ages and excess argon in biotites.— Earth and Planet. Sci. Letters, 10, N 2.
- Giletti B. J., Damon P. E. 1961. Rubidium-strontium ages of some basement rocks from Arizona and Northwestern Mexico.- Bull. Geol. Soc. America, 72, N 4.
- Giletti B. J., Gast P. W. 1961. Absolute age of Pre-Cambrian rocks in Wyoming and Montana.— Annual Rept. N. Y. Acad. Sci., 91, N 2.
- Gill J. E. 1955. Precambrian nomenclature in Canada.- Trans. Roy. Soc. Canada. Sect. IV, 49.
- Gill J. E. 1957. Summary and discussion.- In: The Proterozoic in Canada. Roy. Soc. Canada Spec. Publ. N 3.
- Gilluly J. 1966. Orogeny and geochronology.- Amer. J. Sci., 264, N 1.
- Ginsburg R. 1960. Ancient analogues of recent stromatolites.- Internat. Geol. Congr., XXI Sess., pt 22.
- Glaessner M. F. 1964. Pre-Cambrian fossils.— Austral. Natur. Hist., 14, N 9.
- Glaessner M. F. 1968. Biological events and the Precambrian time scale.- Canad. J.
- Earth Sci., 5, N 3, pt 2.
 Glaessner M. F. 1971. Geographic distribution and time range of the Ediacara Pre-cambrian fauna. Bull. Geol. Soc. America, 82, N 2.
 Glaessner M. F., Parkin L. W. 1958. The geology of South Australia. Melburn, Geol.
- Soc. Australia.
- Glaessner M. F., Preiss W. V., Walter M. R. 1969. Precambrian columnar stromatolites in Australia: morphological and stratigraphic analysis.- Science, 164, N 3883.

Goldich S. S. 1968. Geochronology in the Lake Superior region .- Canad. J. Earth Sci. 5, N 3.

Goldich S. S., Baadsgaard H., Edwards G., Weaver C. E. 1959. Investigations in radioactivity dating of sediments.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 43, N 5. Goldich S. S., Gast P. W. 1966. Effects of weathering on the Rb-Sr and K-Ar ages of

biotite from the Morton Gneiss, Minnesota.- Earth and Planet. Sci. Letters, 1. N 6.

Goldich S. S., Lidiak E. G., Hedge C. E., Walthall F. G. 1966. Geochronology of the

Midcontinent region, United States. 2. Northern area. J. Geophys. Res., 71, N 22. Goldich S. S., Nier A. O., Baadsgaard H., Hoffman I. H., Kruger H. W. 1961. The Precambrian geology and geochronology of Minnesota.— Bull. Univ. Minnesota, Min-nesota Geol. Surv., 41. Goldring R., Curnow C. N. 1967. The stratigraphy and facies of the Late Precambrian

at Ediacara, South Australia. - J. Geol. Soc. Australia, 14, N 2. Goodwin A. M. 1968. Archean protocontinental growth and early crustual history of

the Canadian shield.- Internat. Geol. Congr., XXII Sess. Upper Mantle. Prague.

Gorokhov I. M., Varshavskaya E. S., Kutyavin E. P., Lobach-Zhuchenko S. B. 1970. Preliminary Rb-Sr geochronology of the North Ladoga Region, Soviet Karelia.- Eclogae geol. Helv., 63, N 1. Grabau A. W. 1922. The Sinian System.— Bull. Geol. Soc. China, N 1.

Grant I. A. 1964. Rubidium-strontium isochron study of the Grenville front near Lake

Timagami, Ontario.— Science, 146, N 3647.
 Grasty R. L., Gandhi S. S., Grieve R. A. 1969. The geology and geochronology of the Makkovik Bay area, Labrador.— Canad. J. Earth Sci., 6, N 5.
 Green D. C., Baadsgaard H., Cumming G. L. 1968. Geochronology of the Yellowknife area, Northwest Territories, Canada.— Canad. J. Earth Sci., 5, N 3.

Grout F. F., Gruner I. W., Shwartz G. M., Thiel G. A. 1951. Precambrian stratigraphy of Minnesota.- Bull. Geol. Soc. America, 62, N 9

Guldbrandsen R. A., Goldich S. S., Thomas H. H. 1963. Glauconite from the Precambrian Belt series, Montana.— Science, 140, N 3565.

Guppy D. J., Lindner A. W., Rattigan J. H., Casey I. W. 1958. The geology of the Fitzroy basin, Western Australia.- Bull. Bur. Mineral. Resources Australia, 36.

Hamblin W. K. 1961. Paleogeographic evolution of the Lake Superior region from Late Keweenawan to Late Cambrian time.— Bull. Geol. Soc. America, 72, N 1. Hamblin W. K. 1965. Basement control of Keweenawan and Cambrian sedimentation

in Lake Superior region.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 49, N 7.

Hanson G. N. 1968. K-Ar ages for hornblende from granites and gneisses and for basal-

tic intrusives in Minnesota.— Minnesota Geol. Surv. Rept Invest., N 8. Hanson G. W., Gast P. W. 1967. Kinetic studies in contact metamorphic zones.— Geo-chim. et cosmochim. acta, 31, N 7.

Hanson G. N., Goldich S. S., Arth J. G., Yardley D. H. 1971. Age of the Early Precambrian rocks of the Saganaga Lake — Northern Light Lake area, Ontario — Minnesota.— Canad. J. Earth Sci., 8, N 9.

Harland W. B. 1968. On the principles of a Late Pre-Cambrian stratigraphical standart scale.— Internat. Geol. Congr., XXII Sess. Geol. Precambrian. Prague. Harland W. B., Rudwick M. J. S. 1964. The great Infra-Cambrian ice age.— Scient. Amer.,

211, N 2

Harper C. T. 1967. On the interpretation of potassium-argon ages from Precambrian and Phanerozoic orogens.— Earth and Planet. Sci. Letters, 3, N².

Harrison J. E. 1972. Precambrian Belt basin of Northwestern United States: its geometry, sedimentation and copper occurrences.— Bull. Geol. Soc. America, 83, N 5.

Harrison J. E., Campbell A. B. 1963. Correlation and problems in Belt stra Northern Idaho and Western Montana. – Bull. Geol. Soc. America, 74, N 12. stratigraphy.

Hart S. R. 1961. The use of hornblende and pyroxenes for K-Ar dating.-J. Geophys. Res., 66, N 9.

Hart S. R. 1966. Current status of radioactive age determination methods.- Trans. Amer. Geophys. Union, 47, N 1.

Hart S. R., Davis G. L. 1969. Zircon U-Pb and whole-rock Rb-Sr ages and early crustal development near Laine Lake, Ontario. - Bull. Geol. Soc. America, 80, N 4.

Hart S. R., Davis G. L., Steiger R. H., Tilton G. R. 1968. A comparison of the isotopic mineral age variation and petrologic changes induced by contact metamorphism.-In: Radiometric dating for geologists. Intersci. Publ.

Hart S. R., Dott R. T. 1962. Excess radiogenic argon in pyroxenes.- J. Geophys. Res., 67, N 7

Hedge C. E., Peterman Z. E., Braddock W. A. 1967. Age of the major Precambrian regional metamorphism in the Northern Front Range, Colorado.- Bull. Geol. Soc. America, 78, N 4.

Hills F. A., Gast P. W., Houston R. S., Swainbank I. G. 1968. Precambrian geochronology of the Medicine Bow Mountains, Southeastern Wyoming.- Bull. Geol. Soc.

America, 79, N 12. Himmelberg G. R. 1969. Geology of Precambrian rocks, Granite Falls-Montevideo area, Southwestern Minnesota.- Minnesota Geol. Surv. Spec. Publ. Series.

- Hoffman P. F. 1967. Algal stromatolites: use in stratigraphic correlation and paleocute rent determination.- Science, 157, N 3792.
- Hoffman P. F. 1968. Stratigraphy of the Lower Proterozoic (Aphebian) Great Slave supergroup, East Arm of Great Slave Lake, district of Mackenzie .- Papers Geol. Surv. Canada, N 42. Hoffman P. F. 1969. Proterozoic paleocurrents and dispositional history of the East
- Arm Fold Belt, Great Slave Lake, Northwest Territories.— Canad. J. Earth Sci., 6, N 3.
- Hoffman P. F., Fraser J. A., McGlynn J. C. 1971. The Coronation geosyncline of aphebian age, district of Mackenzie.- Papers Geol. Surv. Canada, 70-40.
- Hofmann H. J. 1969a. Stromatolites from the Proterozoic Animikie and Sibley groups. Ontario.— Papers Geol. Surv. Canada, N 69.
- Hofmann H. J. 1969b. Attributes of stromatolites. Papers Geol. Surv. Canada, N 39.
- Holmes A. 1937. The age of the Earth. London.
- Holmes A., Cahen L. 1955. African geochronology results to 1 September 1954.— Co-lonial Geol. and Mineral. Resourcess, 5, N 1.
- Holmes A., Cahen L. 1957. Géochronologie Africaine. 1956.
- Holtedahl O. 1961. The «Sparagmite formation» (Kjerulf) and «Eocambrian» (Brögger) of the Scandinavian peninsula. — В кн.: Кембрийская система, ес палеогеография и проблема нижней границы, III. М.
- Horwitz R. C. 1962. Some features of the lower part of the Marinoan series of the Ade-laida system.— Austral. J. Sci., 24, N 8.
- Horwitz R. C. 1967. Provisional subdivision of the Precambrian in Western Australia, 1966.— Geol. Surv. Western Austral. Annual Rept for 1966.
- Houston R. S. et al. 1968. A regional study of rocks of Precambrian age in that part of the Medicine Bow Mountains lying in Southeastern Wyoming.-Geol. Surv. Wyoming, Mem. N 1.
- Howell D. G. 1971. A stromatolite from the Proterozoic Pahrump Group, Eastern California.- J. Paleontol., 45, N 1.
- Hunt G. H. 1960. Time of intrusion of the Purcell sills Southeastern British Columbia.-Bull. Geol. Soc. America, 71.
- Hunt C. B., Mabey D. R. 1966. Stratigraphy and structure of Death Valley, California.-U.S. Geol. Surv. Profess. Papers, 434-A.
- Hurley P. M., Fairbairn H. W., Pinson W. H., Hower I. 1962. Unmetamorphosed minerals in the Gunflint formation used to test the age of the Animikie.- J. Geol., 70. N 4.
- Hurley P. M., Fisher N. H., Pinson W. H. Jr., Fairbairn H. W. 1961. Geochronology of Proterozoic granites in Northern Territory, Australia. Part I. K-Ar and Rb-Sr age determination. Bull. Geol. Soc. America, 72, N 5.
 James H. L. 1955. Zones of regional metamorphism in the Precambrian of Northern Michigan Bull. Geol. Soc. America, 66 N 42
- Michigan.- Bull. Geol. Soc. America, 66, N 12.
- James II. L. 1958. Stratigraphy of Pre-Keweenawan rocks in part of Northern Michigan .--- U.S. Geol. Surv. Profess. Papers, 314-C.
- Iames H. L., Clark L. D., Lamey C. A., Pettijohn F. J. 1961. Geology of Central Dickin-son county, Michigan U.S. Geol. Surv. Profess. Papers, 310.
- Kazakov G. A., Knorre K. G. 1970. Geochronology of the Upper Precambrian of the Siberian platform, Uchur-Maja region .- Eclogae geol. Helv., 63, N 1.
- King P. B. 1969. The tectonics of North America a discussion to accompany the tectonic map of North America, scale 1: 5 000 000.- U.S. Geol. Surv. Profess. Papers, 628.
- Knight S. H. 1968. Precambrian stromatolites, bioherms and reefs in the lower half of the Nash formation, Medicin Bow Mountains, Wyoming.— Contribs Geol. Univ. Wyoming, 7, N 2
- Knight S. H., Keefer D. K. 1966. Preliminary report on the Precambrian stromatolites in the Nash formation, Medicin Bow Mountains, Wyoming.- Contribs Geol. Univ. Wyoming, 5, N 1.
- Koster F., Baadsgaard H. 1970. On the geology and geochronology of Northwestern Saskatchewan. I. Tazin lake region.— Canad. J. Earth Sci., 7, N 3.
- Kouvo O. 1958. Radioactive age of some Precambrian minerals in Finland.- Bull. Commiss. géol. Finlande, N 182
- Kouvo O., Tilton G. R. 1966. Mineral ages from the Finnish Precambrian.- J. Geol., 74. N 4.
- Krieger M. H. 1968. Stratigraphic relations of the Troy Quartzite (Younger Precambrian) and the Gambrian formations in Southeastern Arizona.- South Arizona Guidbook, N 3. Tucson, South Arizona Geol. Soc.
- Krogh T. E., Davis G. L. 1969. Old isotopic ages in the Northwestern Grenville province, Ontario.- Geol. Assoc. Canada Spec. Papers, N 5.
- Krogh T. E., Davis G. L. 1970. Isotopic ages along the Grenville front in Ontario.- Annual Rept Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., 1968-1969. Washington. Krogh T. E., Hurley P. M. 1968. Strontium isotope variation and wholerock isochron
- studies, Grenville province of Ontario.-- J. Geophys. Res., 73, N 22.

- Lanphere M. A. 1968. Geochronology of the Javapai Series of Central Arizona.- Canad. J. Earth Sci., 5, N 3, pt 2.
- Lasserre M., Lameyre J. 1969. Données stratigraphiques et géochronologiques sur la dorsale précambrienne du pays Reguibat (Mauritanie du Nord, Algérie).— Ann. Fac. sci. Univ. Clermont. Géol., mineral., N 41, fasc. 19. Lasserre, M., Lameyre J., Buffière J. M. 1970. Données géochronologiques sur l'axe pré-
- cambrien Yetti-Eglab en Algérie et en Mauritanie du Nord.- Bull. Bur. rech. géol. et minières, sect. 4, N 2. Lawson A. C. 1929. Some Huronian problems.— Bull. Geol. Soc. America, 40, N 2. Lawson A. C. 1930. The classification and correlation of the Pre-Cambrian rocks.—

- Lawson A. C. 1930. The classification and correlation of the first cambrian former.
 Univ. California Publ. Geol. Sci., 19, N 11.
 Lawson A. C. 1934. The Eparchean peneplain.— Bull. Geol. Soc. America, 45, N 6.
 Leblanc M. 1968 (1969). Chevauchements dans la boutonnière precambrienne de Bon-Azzer-El Graara (Anti-Atlas, Marco).— Bull. Soc. géol. France, 10, N 1.
 Leech G. B. 1952. St Marry Lake, British Columbia.— Papers Geol. Surv. Canada, 52-15.
 Leech G. B. 1962. Metamorphism and granitic intrusions of Precambrian age in South-
- eastern British Columbia.- Papers Geol. Surv. Canada, 62-13.
- Leech G. B., Lowdon I. A., Stockwell C. H., Wanless R. K. 1963. Age determinations
- and geological studies. Report 4.— Papers Geol. Surv. Canada, 63-17. Leggo P. J., Compston W., Trendall A. F. 1965. Radiometric ages of some Precambrian rocks from the northwest division of Western Australia.— J. Geol. Soc. Australia, 12, N 1.
- Leith C. K. 1934. The Pre-Cambrian.- Geol. Soc. America Proc., 1933.
- Leith C. K., Lund R. I., Leith A. 1935. Precambrian rocks of the Lake Superior region.-U.S. Geol, Surv. Profess. Papers, N 184.
- Lidiak E. G. 1971. Buried Precambrian rocks of South Dakota.- Bull. Geol. Soc. America, 82, N 5.
- Lidiak E. G., Marvin R. F., Thomas H. H., Bass M. N. 1966. Geochronology of the Midcontinent region, United States. 4. Eastern area. J. Geophys. Res., 71, N 22
- Lindsey D. A. 1969. Glacial sedimentology of the Precambrian Gowganda formation, Ontario, Canada.- Bull. Geol. Surv. America, 80, N 9.
- Little H. W. 1951. The stratigraphy and structure of Salmo map-area.— Canad. Mining and Metallurg. Bull., 44, N 427. Livingston D. E., Damon P. E. 1968. The ages of stratified Precambrian rock sequences
- in Central Arizona and Northern Sonora.— Canad. J. Earth Sci., 5, N 3, pt 2.
- Logan B. W. 1961. Cryptozoon and associated stromatolites from the recent Shark Bay, Western Australia.— J. Geol., 69, N 5.
- Logan B. W., Rezak R., Ginsburg R. N., 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites.-J. Geol., 72, N 1.
- Long L. E., Kulp I. L., Eckelman W. R. 1959. Chronology of major metamorphic events in the Southeastern United States.— Amer. J. Sci., 257, N 8.
- Lowdon J. A. 1960. Age determinations by the Geological Survey of Canada. Report 1.-Papers Geol. Surv. Canada, 60-17.
- Lowdon J. A. 1961. Age determinations by the Geological Survey of Canada. Report 2.-Papers Geol. Surv. Canada, 61-17.
- Lowdon J. A. 1962. Age determinations by the Geological Survey of Canada. Report 3.-Papers Geol. Surv. Canada, 62-17.
- Lowdon J. A., Stockwell C. H., Tipper H. W., Wanless R. K. 1963. Age determinations and geological studies. Report 4.— Papers Geol. Surv. Canada, 62-17.
- Lundqvist T. 1968. Precambrian geology of the Los-Hamra region, Central Sweden.— Sver. geol. undersökn., ser. Ba, N 23.
- Macgregor A. M. 1941. A Pre-Cambrian algal limestone in Southern Rhodesia.— Trans. Geol. Soc. South Africa, 43, N 1.
- MacIntyre R. M., York D., Moorhouse W. W. 1967. Potassium-argon age determinations in the Madoc-Bancroft area in the Grenville Province of the Canadian Shield.- Ca-'nad. J. Earth Sci., 4, N 5. MacLeod W. H. 1966. The geology and iron deposits of the Hamersley range area,
- Western Australia.- Bull. Geol. Surv. West. Australia, 117.
- Magnusson N. H. 1960a. Age determinations of Swedish Pre-Cambrian rocks.-Geol. fören. i Stockholm förhandl., 82, h. 4.
- Magnusson N. H. 1960b. The Swedish Pre-Cambrian outside the Caledonian mountain chain.— Sver. geol. undersökn., ser. Ba, N 16. Magnusson N. H. 1965. The Pre-Cambrian history of Sweden.— Quart. J. Geol. Soc.
- London, 121, N 1.
- Mair I. A., Magnes A. D., Patchett I. E., Russell R. D. 1960. Isotopic evidence on the origin and age of the Blind River uranium deposits.- J. Geophys. Res., 65. N 1.
- Mawson D., Sprigg R. C. 1950. Subdivision of the Adelaide system.— Austral. J. Sci., 13, N 13.
- Maxson I. H. 1966. Geologic map of the Bright Angel quadrangle, Grand Canyon National Park, Arizona. Grand Canyon Natur. Hist. Assoc.

- McDougall I., Dunn P. R., Compston W., Webb A. W., Richards J. R., Bofinger V. M. 1965. Isotopic age determinations on Precambrian rocks of the Carpentaria region,
- Northern Territory, Australia. J. Geol. Soc. Australia, 12, N 1. McDowell I. P. 1957. The sedimentary pctrology of the Mississagi quartzite in the Blind River area. - Ontario Dept Mines. Geol. Circ., N 6.
- McGill G. E., Sommers D. A. 1967. Stratigraphy and correlation of the Precambrian Belt supergroup of the Southern Lewis and Clark Range, Montana.- Bull. Geol. Soc. America, 78, N 3.
- McGlunn I. C. 1964. Grant Lake area, district of Mackenzie.- Papers Geol. Surv. Cana-
- da, 66-1, pt A. McGlynn I. C. 1966. Thekulthili Lake area, district of Mackenzie.— Papers. Geol. Surv. Canada, 66-3, pt A.
- McGlynn I. C. 1971. Stratigraphy, sedimentology and correlation of the Nonacho group, district of Mackenzie.— Papers Geol. Surv. Canada, N 1, pt A.
- McKelvey G. E. 1968. Depositional environment of middle carbonate units of Belt supergroup, Montana and Idaho.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 52, N 5 McMannis W. I. 1963. La Hood formation — a coarse facies of the Belt series in South-
- western Montana .-- Bull. Geol. Soc. America, 74, N 4.
- Menchikoff N. 1946. Les formations à stromatolites dans le Sahara occidental.- Bull. Soc. géol. France, 16, fasc. 7-9.
- Meneisy M. I., Miller J. A. 1963. A geochronological study of the crystalline rocks in Charnwood Forest, England.- Geol. Mag., 100, pt 4.
- Miriams R. C. 1964. A Sturtian glacial pavement at Merinjina Well.- Geol. Surv. South Australia, Quart. Geol. Notes, N 11. Monod T. 1952. L'Adrar Mauritanien (Sahara occidental).— Bull. Serv. Mines Afrique
- occidental France, 1, N 15.
- Monty C. 1967. Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats, Western Andros Island, Bahamas.- Ann. Soc. géol. Belg., N 1-3.
- Moorbath S. 1967. Recent advances in the application and interpretation of radiometric age data.- Earth Sci. Rev., 3, N 3.
- Muchlberger W. R., Denison R. E., Lidiak E. G. 1967. Basement rocks in continental
- interior of United States.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 51, N 12. Muchlberger W. R., Hedge C. E., Denison R. E., Marvin R. F. 1966. Geochronology of the Midcontinent region, United States. 3. Southern area.— J. Geophys. Res., 71, N 22.
- Nicolaysen L. O. 1962. Stratigraphic interpretation of age measurements in Southern Africa.— Petrologic Studies. Geol. Soc. Amer.
- Nicolaysen L. O., Burger A. 1965. Note on an extensive zone of 1000-million-year-old metamorphic and igneous rocks in Southern Africa.- Sci. Terre, X, N 3-4.

- Niekerk C. B., Burger A. J. 1969. Lead isotopic data relating to the age of the Dominion Reef lava.— Trans. Geol. Soc. South Africa, 72, N 2.
 Noakes L. C. 1949. A geological reconnaissance of the Katherin-Darvin region, Northern Territory.— Bull. Bur. Mineral Resources Australia, 16.
 Noakes L. C. 1956. Upper Proterozoic and Sub-Cambrian rocks in Australia.— Internat. Geol. Congr., XX Sess., Mexico. El syst. Cambrico, su paleogeogr. y el problema de su base. I.
- Nykänen O. 1971. On the Karelides in the Tohmajärvi area, Eastern Finland.- Bull. Geol. Soc. Finland, 43, N 1.
- Obradovich J. D., Peterman Z. E. 1968. Geochronology of the Belt series, Montana.— Canad. J. Earth Sci., 5, N 2, pt 2.
 O'Nions R. K., Morton R. D., Baadsgaard H. 1969. Potassium-argon ages from the Bamble sector of the Fennoscandian shield in South Norway.— Norsk geol. tidsskr., 49, N 2. Ovenshine A. T. 1965. Glacial interpretation of Precambrian Gowganda formation,
- north shore of Lake Huron, Canada.-Geol. Soc. America Spec. Papers, N 82.
- Paine A. G. L. 1963. Tanumbirii N. T. 1: 250 000 geol. ser. expl. notes. Bur. Mineral Resources Australia.
- Pastels P. A. 1968. A comparison of methods in geochronology.- Earth Sci. Rev., 4. N 1.
- Pastels P. A., Silver L. T. 1965. Geochronologic investigations in the crystalline rocks of the Grand Canyon, Arizona (Abstr.). — Geol. Soc. America Spec. Papers, 87. Pearson R. C., Hedge C. H., Thomas H. H., Stern T. W. 1966. Geochronology of the St.
- Kevin granite and neighbouring Precambrian rocks, Northern Sawatch Range, Colorado.— Bull. Geol. Soc. America, 77, N 10. Perry W. J., Roberts H. G. 1968. Late Precambrian glaciated pavements in the Kimber-
- ley region, Western Australia.- J. Geol. Soc. Australia, 15, pt 1.
- Peterman Z. E. 1966. Rb-Sr dating of Middle Precambrian metasedimentary rocks of
- Minnesota.— Bull. Geol. Soc. America, 77, N 10.
 Peterman Z. E., Hedge C. E. 1968. Chronology of Precambrian events in the Front Range, Colorado.— Canad. J. Earth Sci., 5, N 3.
 Peterman Z. E., Hedge C. E., Bladdock W. A. 1968. Age of Precambrian events in the
- Northeastern Front Range, Colorado.- J. Geophys. Res., 73, N 6.

- Pettijohn F. I. 1943. Basal Huronian conglomerates of Menominee and Calumet dist-
- ricts, Michigan. J. Geol., 51, N 6. Pidgeon R. T. 1967. A rubidium-strontium geochronological study of the Willyama complex, Broken Hill, Australia. - J. Petrol., 8, N 2. Pidgeon R. T., Compston W. 1965. The age and origin of the Cooma granite and asso-
- ciated metamorphic zones, New South Wales.- J. Petrol., 6, N 2.
- Piennar P. J. 1963. Stratigraphy, petrology and genesis of the Elliot group, Blind River, Ontario, including the uraniferous conglomerates.— Bull. Geol. Surv. Canada, 83. Preiss W. V. 1972. The systematics of the South Australian Precambrian and Cambrian
- stromatolites. Part 1.- Trans. Roy. Soc. S. Austral., 96, pt 2.
- Price R. A. 1962. Fernie map-area, east half, Alberta and British Columbia.- Papers Canada Geol. Surv., 61-24.
- Price R. A. 1965. Flathead map-area, British Columbia and Alberta.- Mem. Geol. Surv. Canada, N 336.
- Pruvost P. L. 1951. Infracambrien.- Bull. Soc. Belge géol. paléontol., hydrol., 45, fasc. 50
- Purdy I. W., Jork D. 1966. A geochronometric study of the Superior province near Red Lake, Northwestern Ontario.— Canad. J. Earth Sci., 3, N 2. Purdy I. W., Jork D. 1968. Rb-Sr whole-rock and K-Ar mineral ages of rocks from the
- Superior province near Kirkland lake, Northeastern Ontario, Canada.- Canad. J. Earth Sci., 5, N 3. Purffett W. P. 1969. The Reany Creek formation, Marquette country, Michigan.- Bull.
- U.S. Geol. Surv., N 1274 Ě
- Quinlan T., Forman D. I. 1968. Hermannsburg, Northern Territory. 1: 250 000 Geol. ser. expl. notes. Bur. Mineral Resources Australia.
- Raaben M. E. 1969. Columnar stromatolites and Late Precambrian stratigraphy.- Amer. J. Sci., 267, N 1.
- Randall M. A. 1962. Fergusson river, N. T. 1: 250 000 Geol. ser. expl. notes. Bur. Mineral Resources Australia.
- Randall M. A. 1963. Katherine, N. T. 1: 250 000 Geol. ser. expl. notes. Bur. Mineral **Resources** Australia.
- Ranford L. C., Cock P. J., Wells A. T. 1965. The geology of the central part of the Amadeus Basin, Northern Territory.- Rept Bur. Mineral Resources Australia, 86.

Rankama K. 1967. Global Precambrian stratigraphy.- Societas Sci. Fennica, 45B, N 1.

- Rankama K. 1970a. Global Precambrian stratigraphy: background and principles.-Scientia, 105, N 7-8.
- Rankama K. 1970b. Proterozoic, archean and other weeds in the Precambrian rock garden.- Bull. Geol. Soc. Finland, N 42.
- Rankin D. W. 1968. Late Precambrian glaciation in the Blue Ridge province of the Southern Appalachian Mountains.- Geol. Soc. America. Progr. Annual Meeting.
- Albany. Reesor I. E. 1958. Dewar Creek map-area, British Columbia. Mem. Geol. Surv. Cana-da, N 292. Reid R. R., Greenwood W. R., Morrison D. A. 1970. Precambrian metamorphism of the
- Belt supergroup in Idaho .- Bull. Geol. Soc. America, 81, N 3.
- Rezak R. 1957. Stromatolites of the Belt series in Glacier National Park and vicinity, Montana.- U.S. Geol. Survey Profess. Papers, 294 - D.
- Rhodes J. M. 1965. The geological relationships of the Rum Jungle complex. Rept. Bur. Mineral Resources Australia, 89.
- Rice H. M. A. 1937. Cranbrook map-area, British Columbia.- Mem. Canad. Geol. Surv. N 207
- Rice H. M. A. 1941. Nelson map-area, east half, British Columbia.- Mem. Canad. Geol. Surv., N 228. Richards J. R. 1963. Isotopic composition of Australian leads. III. Northern Quiensland
- and the Northern Territory a reconnaissance. Geochim. et cosmochim. acta, 27, N 3.
- Richards J. R. 1966. Some Rb-Sr measurements on granite near Mount Isa.- Proc. Austral. Inst. Mining and Metallurgy, N 218.
- Richards J. R., Berry H., Rhodes J. M. 1968. Isotopic and lead-alpha ages of some Australian zircons.— J. Geol. Soc. Australia, 13, N 1.
- Richards J. R., Pidgeon R. T. 1963. Some age measurements on micas from Broken Hill, Australia.— J. Geol. Soc. Australia, 10, N 2. Richardson E. I. 1949. Some Lower Huronian stromatolites of Northern Michigan.—
- Fieldiana Geol., Chicago Natural Hist. Mus., 10, N 8. Riz P. 1965. Milingimbi, N. T. 1: 250 000 geol. ser. expl. notes. Bur. Mineral Resources
- Australia.
- Roberts H. G., Plumb K. A. 1965. Mount Marumba, N. T. 1: 250 000 geol. ser. expl. notes. Bur. Mineral Resources Australia.
- Robertson I. A., Frarey M. I., Card K. D. 1969. The federal-provincial committee on Huronian stratigraphy: progress report.— Canad. J. Earth Sci., 6, N 2. Robertson W. A. 1960. Stromatolites from the Paradise Creek area, North-Western
- Queensland.- Rept Bur. Mineral Resources Australia, 47.

- Robinson B. W., Morton R. D. 1972. The geology and geochronology of the Echo Bay area, Northwest Territories, Canada.- Canad. J. Earth Sci., 9, N 2.
- Rodgers J. 1967. Chronology of tectonic movements in the Appalachian region of Eastern North America.— Amer. J. Sci., 265, N 5.
 Roscoe S. M. 1957. Stratigraphy, Quirke Lake Elliot Lake sector, Blind River area, Ontario.— In: The Proterozoic in Canada. Trans. Roy Soc. Canada Spec. Publ., N 2.
- Roscoe S. M. 1969. Huronian rocks and vraniferous conglomerates.- Papers Geol. Surv. Canada, 68-40.
- Rosholt J. N., Peterman Z. E., Bartel A. J. 1970. U-Th-Pb and Rb-Sr ages in granite relerence sample from Southwestern Saskatchewan.- Canad. J. Earth Sci., 7, N 1.
- Ross C. P. 1956. The Belt series in relation of the problem of the base of the Cambrian system.— Internat. Geol. Congr. XX Sess. Mexico. El sist. Cambrico su paleogeogr. y el problema de su base. II.

Ross C. P. 1963. Belt series in Montana.- U.S. Geol. Surv. Profess. Papers, 346. Ryan B. D., Blenkinsop J. 1971. Geology and geochronology of the Hellroaring Creek stock, British Columbia.— Canad. J. Earth Sci., 8, N 1. Schopf J. W. 1968. Microflora of the Bitter Springs formation, Late Precambrian, Cent-

- ral Australia.- J. Paleontol., 42, N 3, pt 1.
- Schopf J. W. 1969. Recent advances in Precambrian paleobiology.- Grana palinol., 9, Ñ 1-3.
- Schopf J. W. 1970. Precambrian micro-organisms and evolutionary events prior to the origin of vascular plants .- Biol. Rev. Cambridge Philos. Soc., 45, N 3.
- Schopf J. W., Ochler D. Z., Horodyski R. J., Kvenvolden K. A. 1971. Biogenicity and significance of the oldest known stromatolites.- J. Paleontol., 45, N 3.
- Schreiner G. D. L. 1958. Comparison of the 87Rb-87Sr ages of the red granite of the Bushweld complex from measurements on the total rock and separated mineral frac-tions.— Proc. Roy. Soc. London, Ser. A, 245, N 112.
- Schuchert Ch., Dunbar C. 1933. Outlines of historical geology. N. Y.
- Sederholm J. J. 1932. On the geology of Fennoskandia with special reference to the Precambrian.— Bull. Geol. Finlande, N 98.
- Shaudhuri S., Faure G. 1967. Geochronology of the Keweenawan rocks, White Pine, Michigan. Econ. Geol., 62, N 8.
 Shaw R. D. 1968. Male River, N. T. 1:250 000 geol. ser. expl. notes. Bur. Mineral Re-
- sources Australia.
- Shride A. F. 1967. Younger Precambrian geology in Southern Arizona.- U.S. Geol. Surv. Profess. Papers, 566.
- Silver L. T. 1966. U-Pb isotope relations in Precambrian zircons from Bagdad, Arizona (Abstr.) .- Geol. Soc. America. Progr. Annual Meeting. Rocky Mountains sect.
- Silver L. T. 1969. A geochronologic investigation of the anorthosite complex, Adirondack Mountains, New York.- Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv., N 18.
- Silver L. T., Green J. C. 1963. Zircon ages for Middle Keweenawan rocks of the Lake Superior region.— Trans. Amer. Geophys. Union, 44, N 107.
- Silver L. T., Lumbers S. B. 1966. Geochronologic studies in the Bancroft-Madoc area of
- the Grenville Province, Ontario, Canada.— Geol. Soc. America Spec. Papers, N 87. Silver L. T., McKinney C. R., Wright L. A. 1962. Some Precambrian ages in the Pana-mit Range, Death Valley, California.— Geol. Soc. America Spec. Papers, N 55.
- Sinha A. K. 1970. Model lead and radiometric ages from the Churchill province, Canadian Shield.— Geochim. et cosmochim. acta, 34, N 10.
- Smith A. G., Barnes W. C. 1966. Correlation of and facies changes in the carbonaceous, calcareous and dolomitic formations of the Precambrian Belt-Parcell supergroup.— Bull. Geol. Soc. America, 77, N 12.
- Smith C. H. 1962. Notes on the Muskox intrusion, Coppermine River area, district of Mackenzie.— Papers Geol. Surv. Canada, 61-25.
- Smith J. W. 1963. Pellew, N. T. 1:250 000 Geol. ser. expl. notes. Bur. Mineral Resources Australia.
- Smith J. W. 1964. Bauhinia Downs, N. T. 1: 250 000 Geol. ser. expl. notes. Bur. Mineral Resources Australia.
- Sprigg R. C. 1950. Subdivision of the Adelaide System.— Austral. J. Sci., 13, N 1. Sprigg R. C. 1952. Sedimentation in the Adelaide geosyncline and the formation of the continental terrane.— In: Sir Douglas Mawson anniversary volume. Adelaide. Stern T. W., Newell M. F., Hunt C. B. 1966. Uranium-lead and potassium-argon ages of
- parts of the Amargosa thrust complex, Death Valley, California.- U.S. Geol. Surv. Profess. Papers, N 550-B.
- Stewart A. I. 1967. Kulgera, N. T. 1:250 000 Geol. ser. expl. notes. Bur. Mineral Resources Australia.
- Stewart J. H. 1970. Upper Precambrian and Lower Cambrian strata in the Southern Great Basin, California and Nevada.— U.S. Geol. Surv. Profess. Papers, N 620. Stieff L. R., Stern T. W., Galella C. M., Warr I. I. 1956. Preliminary age determination of some uranium ores from the Blind River area, Algoma district, Ontario, Canada.- Bull. Geol. Soc. America, 67, N 12, pt 2.
- Stille H. 1944. Geotektonische Gliederung der Erdgeschichte. Berlin,

- Stille H. 1958. Die assyntische Tectonic im geologischen Erdbildung.- Geol. Jahrb., H. 22
- Stockwell C. H. 1961. Structural provinces, orogenies and time-classification of rocks of the Canadian Precambrian shield.— Papers Geol. Surv. Canada, 61-17.
- Stockwell C. H. 1963. Second report on structural provinces, orogenies and time-classi-fication of rocks of the Canadian Precambrian shield.— Papers Geol. Surv. Canada, 62-17
- Stockwell C. H. 1964a. Fourth report on structural provinces, orogenies and time-classification of rocks of the Canadian Precambrian shield.- Papers Geol. Surv. Canada, 64–17.
- Stockwell C. H. 1964b. Principles of time-stratigraphic classification in the Precambrian.— In: Geochronol. 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.
 Stockwell C. H., McGlynn J. C., Emslie R. F., Sanford B. V., Norris A. W., Donald-
- son J. A., Fahrig W. F., Currie K. L. 1970. Geology of the Canadian shield.— In: Geology and Economic Minerals of Canada. Ottawa.
- Talbot J. L. 1967. Subdivision and structure of the Precambrian (Willyama Complex and Adelaide System), Weekeroo, South Australia.- Trans. Roy. Soc. S. Australia. 91.
- The Proterozoic in Canada, 1957.— Roy. Soc. Canada. Spec. Publ., N 2. Thomson B. P. 1966. The lower boundary of the Adelaide System and older basement relationships in South Australia.— J. Geol. Soc. Australia, 13, N 1.
- Thomson B. P. 1969a. Precambrian basement cover the Adelaide system.— In: Hand-book of South Australian Geology. L. M. Parkin (Ed.). Geol. Surv. S. Australia.
- Thomson B. P. 1969b. The Precambrian of northeastern Eyre peninsula and environs.-Austral. and N. Zealand Assoc. Advances. Sci. 41-th Congr. Geol. Excurs. Handbook.
- Thomson B. P., Coats R. P., Miriams R. C., Forbes B. G., Dalgarno C. R., Johnson J. E. 1964. Precambrian rocks groups in the Adelaide geosyneline.- Geol. Surv. South Australia Quart. Geol. Notes, 9.
- Tilton G. R., Davis G. L., Wetherill G. W., Aldrich L. 1957. Isotopic ages of zircon from granites and pegmatites.- Trans. Amer. Geophys. Union, 38, N 3.
- Tilton G. R., Hart S. R. 1963. Geochronology.- Science, 140, N 3565.
- Tremblay L. P. 1967. Contwoyto Lake area (north half), Northwest Territories.- Papers Geol. Surv. Canada, 66-28.
- Tremblay L. P. 1968. Preliminary account of the Goulburn group, Northwest Territories.— Papers Geol. Surv. Canada, 67-8.
- Trendall A. F. 1966. Towards rationalism in Precambrian stratigraphy.-J. Geol. Soc. Australia, 13, N 2.
- Trendall A. F. 1968. Three Great Basins of Precambrian banded iron formation deposition: a systematic comparision.— Bull. Geol. Soc. America, 79, N 11.
- Trendall A. F., Blockley J. G. 1968. Stratigraphy of the Dales Gorge member of the Brockman iron formation in the Precambrian Hamersley group of Western Australia.- Annual Rept Geol. Surv. West. Australia, 1967. Sect 1.
- Trompette R. 1969. Les stromatolites du «précambrien supérieur» de l'Adrar de Mauritanie (Sahara occidental).— Sedimentology, 13, N 1.—2.
 Turek A., Peterman Z. E. 1968. Preliminary Rb-Sr geochronology of the Rice Lake Beresford Lake area, Southeastern Manitoba.— Canad. J. Earth Sci., 5, N 6.
- Turek A., Stephenson N. C. N. 1966. The radiometric age of the Albany granite and the Stirling range beds, Southwest Australia.- J. Geol. Soc. Australia, 13, pt 2.
- Vachette M. 1964. Essai de synthèse des déterminations d'âge radiométriques de formations cristallines de l'Ouest African.— Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont. Geol. mineral., N 25, fasc. 8. Vajner V. 1967. The Precambrian stratigraphy and correlation.— Krystalinikum, N 5. Valdia K. S. 1969. Stromatolites of the Lesser Himalayan carbonate formation and
- Vindhyans.-J. Geol. Soc. India, 10, N 1.
- Van Breemen O. D., Dodson M. H. 1972. Metamorphic chronology of the Limpopo belt, Southern Africa.— Bull. Geol. Soc. America, 83, N 7.
 Van Breemen O. D., Dodson M. H., Vatl I. R. 1969. Isotopic age measurements on the Limpopo orogenic belt, Southern Africa.— Earth and Planet. Sci. Letters, 2, N 6.
- Van Gundy C. E. 1951. Nankoweap Group of the Grand Canyon Algonkian of Arizona.-Bull. Geol. Soc. America, 62, N 8.
- Van Hise C. R. 1908. The problem of the pre-Cambrian Bull. Geol. Soc. America, 19, N 1.
- Van Niererk C. B., Burger A. I. 1964. The age of the Ventersdorp system.- Rept. Annual Geol. Surv. S. Africa, 3, N 75.
- Van Niekerk C. B., Burger A. J. 1969. Lead isotopic data relating to the age of the Dominion Reef lava.— Trans. Geol. Soc. S. Africa, 72, N 2.
- Van Schmus R. 1965. The geochronology of the Blind River Bruce Mines area, Ontario, Canada. - J. Geol., 73, N 5.

- Vernon R. H. 1969. Archean or lower Proterozoic rocks of the Willyama complex. Bro-
- ken Hill area.— J. Geol. Soc. Australia, 16, N 1. Vernon-Chamberlain V. E., Snelling N. J. 1969. Age and isotope studies on the Arena granites of S. W. Uganda.— Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont. Geol. mineral., N 41, fasc. 19.
- Walcott C. D. 1889. The fauna of the Lower Cambrian or Olenellus zone .- U.S. Geol. Surv. 10-th Annual Rept.
- Walcott C. D. 1914. Pre-Cambrian algonkian algal flora.- Smithsonian Misc. Collect. 64, N 2.
- Walcott C. D. 1915. Notes sur les fossiles du calcaire de la série Steeprock. Ontario, Canada.— Mem. Geol. Surv. Canada, N 28. Wallace C. A., Crittenden M. D. 1969. The stratigraphy, depositional environment and
- correlation of the Precambrian Uinta Mountain group, Western Uinta Mountains, Utah.— Intermountain Assoc. Geologist. Guidbook to 16-th Annual Field Conf.
- Walpole B. P. 1962. Mount Evelyn, N. T. 1: 250 000 Geol. ser. expl. notes. Bur. Mineral Resources Australia.
- Walpole B. P., Crohn P. W., Dunn P. R., Randal M. A. 1968. Geology of the Katherin -
- Darwin region, Northern Territory.— Bull. Bur. Mineral Resources Australia, 82. Walpole B. P., Smith K. G. 1961. Geochronology of Proterozoic granites, Northern Ter-ritory, Australia. Part 2: stratigraphy and structure.— Bull. Geol. Soc. America, 72, N 5.
- Walter M. R., Preiss W. V. 1972. Distribution of stromatolites in the Precambrian and Cambrian of Australia -- Internat. Geol. Congr., XXIV sess., Precambrian Geology, Montreal.
- Wanless R. K., Stevens R. D., Lachance G. R., Edmonds C. M. 1967. Age determinations and geological studies. K-Ar isotopic ages. Report 7.- Papers Geol. Surv. Canada, 66-17.
- Wanless R. K., Stevens R. D., Lachance G. R., Edmonds C. M. 1968. Age determinations and geological studies. K-Ar isotopic ages. Report 8.- Papers Geol. Surv. Canada,
- 67-2, pt A. Wanless R. K., Stevens R. D., Lachance G. R., Rimsaite I. Y. H. 1965. Age determina-Wanless R. K., Stevens R. D., Lachance G. R., Rimsaite I. Y. H. 1965. Age determina-Canada, 64-17.
- Wanless R. K., Stevens R. D., Lachance G. R., Rimsaite I. Y. H. 1966. Age determinations and geological studies. K-Ar isotopic ages. Report 6.- Papers Geol. Surv. Canada, 65—17.
- Wanless R. K., Stevens R. D., Loverindge W. D. 1970. Anomalous parent daughter isotopic relationships in rocks adjacent to the Grenville front near Chibongammi, Quebec.- Eclogae geol. Helv., 63, N 1.
- Wanless R. K., Trail R. I. 1956. Age of uraninites from Blind River, Ontario.- Nature, 178.
- Wasserburg G. I., Lanphere M. A. 1965. Age determinations in the Precambrian of Arizona and Nevada.— Bull. Geol. Soc. America, 76, N 7.
 Wasserburg G. I., Wetherill G. W., Wright L. A. 1959. Ages in the Precambrian terrane of Death Valley, California.— J. Geol., 67, N 6.
- Welin E. 1966a. The absolute time-scale and classification of Precambrian rocks in Sweden.- Geol. fören. i Stockholm förhandl., 88, N 524.
- Welin E. 1966b. Uranium mineralization and age relationships in the Precambrian bedrocks in Central Sweden.- Geol. fören. i Stockholm förhandl., 88, N 524.
- Welin E., Blomquist G. 1966. Farser age measurements on radioaktiv minerals from Sweden.- Geol. Fören. i Stockholm förnhandl., 88, N 524.
- Welin E., Blomqvist G., Parwell A. 1966. Rb-Sr whole rock age data on some Swedish Precambrian rocks.— Geol. fören. i Stockholm förhandl., 88, N 524. Welin E., Christiansson K., Wilsson O. 1970. Rb-Sr age dating of intrusive rocks of the
- Haparanda.— Geol. fören i Stockholm förnhandl., 92, N 3.
- Welin E., Lundqvist T. 1970. New Rb-Sr age data for the Sub-Jotnian volcanics (Dala porphyries) in the Los-Hamra region, Central Sweden.— Geol. fören. i Stockholm förhandl., 92, N 1.
- Wells A. T., Forman D. J., Ranford L. C., Cook P. J. 1970. Geology of the Amadeus basin, Central Australia.— Bull. Bur. Mineral Resources Australia, 100. Wells A. T., Ranford L. C., Stewart A. J., Cook P. J., Shaw R. D. 1967. Geology of the
- north-eastern part of the Amadeus basin, Northern Territory.- Rept Bur. Mineral Resources Australia, 113. Wells A. T., Stewart A. J., Skwarko S. K. 1966. Geology of the southeastern part of the
- Amadeus basin, Northern Territory.— Rept Bur. Mineral Resources Australia, 88. Wetherill G. W., Bickford M. M. 1965. Primary and metamorphic Rb-Sr chronology in
- Central Colorado. J. Geophys. Res., 70, N 18. Wetherill G. W., Davis G. L., Aldrich L. T. 1962. Age measurements on rocks north of Lake Huron. Trans. Amer. Geophys. Union, 70, N 1.
- Wetherill G. W., Davis G. L., Lee-Hu Č. 1968. Rb-Sr measurements on whole rocks and separated minerals from the Baltimore gneiss, Maryland.- Bull. Geol. Soc. America, 79, N 6.

- Wetherill G. W., Kouvo O., Tilton G. R., Gast P. W. 1961. Age measurements on the Cutler batholith, Ontario, Canada. Ann. N. Y. Acad. Sci., 91, pt 2.
 Wetherill G. W., Kouvo O., Tilton G. R., Gast P. W. 1962. Age measurements on rocks
- from the Finish Precambrian.-J. Geol., 70, N 1.
- Wheeler H. E. 1948. Late Pre-Cambrian Cambrian stratigraphic cross section through Southern Nevada.- Bull. Geol. Soc. America, 42, N 3.
- Whitney P. R., Hurley P. M. 1964. The problem of inherited radiogenic strontium in sedimentary age determinations.- Geochim. et cosmochim. acta, 28, N 4.
- Williams I. R. 1968. Jarraloola, W. A. 1: 250 000 Geol. ser. expl. notes. Bur. Mineral Resources Australia.
- Wilmarth M. G. 1925. The geologic time classification of the United States Geological Survey compared with other classifications.— Bull. U.S. Geol. Surv., N 769.
 Wilson E. D. 1939. Pre-Cambrian Mazatzal revolution in Central Arizona.— Bull. Geol.
- Soc. America, 50, N 7.
- Wilson J. T. 1952. Geochronology in Precambrian time.- Trans. Amer. Geophys. Union, 5.
- Wilson J. T. 1957. Discussion of Proterozoic in Canada.— In: The Proterozoic in Canada.- Trans. Roy. Soc. Canada. Spec. Publ., N 2.
- Wilson M. E. 1958. Precambrian classification and correlation in the Canadian shield.-Bull. Geol. Soc. America, 69, N 6.
- Winter H. de la R. 1963. Algal structures in the sediments of the Ventersdorp system.— Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa, 66. Wright L. A., Troxel B. W. 1966. Strata of Late Precambrian Cambrian age, Death
- Valley region, California Newada.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 50, N 5.
- Yanagi T., Yamaguchi M. 1970. Ages of some Precambrian metamorphic rocks in North China.- Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Geol., XX, N 2.
- Young G. M. 1966a. A repley to discussion by M. J. Frarey.- Canad. J. Earth Sci., 3, Ň 7.
- Young G. M. 1966b. Huronian stratigraphy of the McGregor Bay area, Ontario: relevance to the paleogeography of the Lake Superior region .- Canad. J. Earth Sci., 3, N 2.
- Young G. M. 1968. Sedimentary structures in Huronian rocks of Ontario.- Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 4, N 2.
- Young G. M. 1970. An extensive early Proterozoic glaciation in North America? Palaegeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 7, N 2.
- Young R. B., Mendelssohn E. 1948. Domed algal growths in the Dolomite series of South Africa with associated fossil remains.— Trans. Geol. Soc. S. Africa, 51, N 1.
- Zimmerman M. 1960. Nouvelle subdivision des series Antegothlandiennes de l'Afrique occidentale (Mauritanie, Soudan, Senegal) .-- Internat. Geol. Congr., XXI sess. pt 8. Copenhagen.

оглавление

Введение	5
Раздел 1 МЕ ТОДЫ ОБЩЕГО РАСЧЛЕНЕНИЯ И ТЕЛЕКОРРЕЛЯЦИИ ДОКЕМБРИЯ	
Глава І. Историко-геологический метод в стратиграфии докембрия Тектонический аспект	7 7 14
Глава II. Раднологический метод в стратиграфии докембрия	21 22 36
Глава III. Палеонтологический метод в стратиграфии докембрия Растительные микрофоссилии в стратиграфии докембрия	40 40 41 55 59
Раздел 2 Последовательность событий в типовых районах развития протерозоя	
Глава І. Евразия	62 63 63 63 63 71 72 74 79 82 82 82 82 86 96 100 107 118
Глава II. Северная Америка	128 129 130 130 138

Рифей	• •	• •		٠	•	•	•	. 146
Северо-западные районы щита	•••	• •		•	•	•	•	. 146
Район Великих озер	• •			•	•	•		. 147
Скалистые горы и смежная часть Мидконтинента			• •	•			•	. 151
Южная часть Скалистых гор	•••	• •						. 152
Центральная часть Скалистых гор	•••	• •						. 157
Синтез данных по протерозою Северной Америки .	•••	••	•••	•	٠	•	•	. 164
Глава III. Австралия	•••	• •						. 180
Дорифейская часть протерозоя (наллагайний и база	альна	я час	ть	ка	рп	ен	та	-
рия)	• • •	• •	••	•	•	•	•	. 181
Северная и Северо-Западная Австралия	• •	• •		•	•	•	•	. 181
Рифей (верхняя часть карпентария и аделаида)		•••		•	•	•	•	. 192
Северная и Северо-Западная Австралия	••	• •						. 192
Южная Австралия	• •	• •						. 198
Центральная Австралия	•••				•	•		. 206
Синтез данных по протерозою Австралии	• • •	•••	•••	•	•	•	•	. 209
Глава IV. Африка							•	. 218
Трансвааль				•	•		•	. 219
Центральная часть Экваториальной Африки		• •			•	•	•	. 222
Антиатлас				•		•	•	. 228
Антеклиза Эглаб и северное крыло синеклизы Т	ауден	И.					•	. 230
Синтез данных по протерозою Африки	•••	•••	•••	•	•	•	•	. 234
Равлел 3								
VDILEE FACTIONENEME MPOTEPOSOA								

Глава І. Принципы построения общей стратиграфической шкалы докембрия и обоснование ее границ	24 2
Глава II. Общее расчленение протерозоя и историко-геологические особенности его главных подразделений	250
Литература	27 0

CONTENTS

Introduction	5
Part 1	
METHODS OF GENERAL SUBDIVISION AND TELECORRELATION OF THE PRECAMBRIAN	
Chapter I. Historico-geological method in Precambrian stratigraphy	7
Tectonic aspect .	7 14
Chapter II. Badiological method in Precambrian stratigraphy	21
Dating of crystalline rocks	22
Dating of sedimentary and metasedimentary objects	36
Chapter III Palaantalagiaal method in Presembrian stratigraphy	40
Diapter microfoscile in Drocombrian stratigraphy	40
Stromatolitas in Precambrian stratigraphy	44
Microphytolitae in Procembrian stratigraphy	55
Matazaa ramains in Precambrian stratigraphy	50
Part 2 SUCCESSION OF EVENTS IN THE TYPE AREAS OF THE PROTEROZOIC	
Chapter I. Eurasia	62
North Eurasia	63
Pre-Riphean part of the Proterozoic	63
Baltic shield	63
Central Karelia	63
South Sweden	71
Ukranian shield	72
Central Siberia	74
Synthesis of the data on the lower part of the Proterozoic	79
Riphean (Upper Proterozoic)	82
	82
Middle Riphean	86
Upper Riphean	96
Terminal Riphean	100
Synthesis of the data on the Riphean	107
Sinian of the Chinese-Korean platform and its correlation with the Riphean .	118
Chapter II North America	490
Canadian chield	140
Dre Diphoon next of the Destangesia	129
The Creet Labor and	130
Ing Ultar Larts alta	100
	100

Riphean			•					146
Northwestern part of the shield								146
The Great Lakes area								147
Rocky mountains and the adjacent part of the Mid-Continent .			•					151
Southern part of the Rocky mountains								152
Central part of the Rocky mountains								157
Synthesis of the data on the Proterozoic of North America								164
Chapter III. Australia								180
Pre-Riphean part of the Proterozoic (Nullaginian and lower par	to	of	Kε	r	ber	nte	1-	
rian)	•	•	•		•	•	•	181
North and North-West Australia					•			181
Riphean (upper part of Karpentarian and Adelaidian)		•		•		•		192
North and North-West Australia	•		•			•		192
South Australia		•		•	•	•		198
Central Australia	•			•	•	•		206
Synthesis of the data on the Proterozoic of Australia		•	•		•	•	•	209
Chapter IV. Africa								218
	•1		• •		•			219
Central part of the Equatorial Africa		•					•	222
Anti-Atlas							•	228
Anteclise Eglab and the northern margin of sineclise Tauden	i.							230
Synthesis of the data on the Proterozoic of Africa		•					•	234

Part 3

GENERAL SUBDIVISION OF THE PROTEROZOIC

Chapter I. Principles of the general stratigraphical scale of the Precambrian and substantiation of its boundaries													2	242								
Chapter II liarities of	. Genera its mair	l subd i subdi	ivision visions	of 3.	the •••	Pr	ote	гоz 	oic	an	d h • •	nist	ori	co-g 	geo	log	gica	al j • •	pec	eu-	2	250
Bibliograp	hy .	•		• •	•	•••	•	• •	• •	•		•	•		•	•	•	• •	•	•	2	270

МИХАИЛ АЛЕКСАНДРОВИЧ СЕМИХАТОВ

СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПРОТЕРОЗОЯ

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства И. М. Ерофеева Художник Назаров В. А. Технический редактор О. М. Гуськова

Сдано в набор 26/Х 1973 г. Подписано к печати 2/I 1974 г. Формат 70×108¹/н. Усл. печ. л. 28,875 Уч.-изд. л. 31,6. Тираж 1000. Т-01702. Бумага № 1. Тип. зак. 2835. Цена 3 руб. 48 коп.

Издательство «Наука» 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

